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

FLÁVIA AZEVEDO PEDROSA LEMOS

INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS, COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS, DO PALEOGENO, *SITES* 354 (DSDP) E 929E (ODP) - ELEVAÇÃO CEARÁ - ATLÂNTICO EQUATORIAL

Recife
2020

FLÁVIA AZEVEDO PEDROSA LEMOS

INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS, COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS, DO PALEOGENO, *SITES* 354 (DSDP) E 929E (ODP) - ELEVAÇÃO CEARÁ - ATLÂNTICO EQUATORIAL

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisitos para a obtenção do grau de doutor em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

Coorientadores: Profa. Dra. Maria Dolores Wanderley

Dr. Cleber Fernandes Alves

Recife

2020

Catalogação na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

L557i Lemos, Flávia Azevedo Pedrosa.
Interpretações bioestratigráficas e paleoclimáticas, com base em nanofósseis calcários, do Paleogeno, *sites* 354 (DSDP) E 929E (ODP) - Elevação Ceará - Atlântico Equatorial / Flávia Azevedo Pedrosa Lemos, 2020.
252 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.
Coorientadora: Profa. Dra. Maria Dolores Wanderley.
Coorientador: Dr. Cleber Fernandes Alves.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2020.
Inclui referências e anexos.

1. Geociências. 2. Nanofósseis calcários. 3. Elevação Ceará. 4. Atlântico Equatorial. I. Lima Filho, Mário Ferreira de (Orientador). II. Wanderley, Maria Dolores (Coorientadora). III. Alves, Cleber Fernandes (Coorientador). IV. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG / 2023 - 145

FLÁVIA AZEVEDO PEDROSA LEMOS

INTERPRETAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS, COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS, DO PALEOGENO, *SITES* 354 (DSDP) E 929 (ODP) - ELEVAÇÃO CEARÁ - ATLÂNTICO EQUATORIAL

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisitos para a obtenção do grau de doutor em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em 27 / 02 / 2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho – Orientador
Universidade Federal de Pernambuco

Profª. Drª. Alcina Magnólia da Silva Franca (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profª. Drª. Sonia Maria Oliveira Agostinho (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Rogério Loureiro Antunes – (Examinador Externo)
Consultor Independente

Prof. Dr. Felipe Antônio de Lima Toledo (Examinador Externo)
Universidade de São Paulo

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me dar o privilégio de aproveitar a vida e as oportunidades.

Aos meus pais, que sempre me deram todo o alicerce e apoio nas minhas decisões. A minha irmã Raquel, minha dupla, que me apoia, me ajuda e embarca comigo em todos os meus desafios.

A minha família que sempre me motiva e mostra o lado bom da vida!

Thiago Lemos, pelo apoio incondicional, ajuda e paciência, meu parceiro de vida.

A Amanda Rodrigues, Cecília Barros, Jaime Dias e André Gatto pelas palavras, risadas e problemas que compartilhamos todos os dias no laboratório, com vocês a caminhada tornou-se mais leve. Aos demais colegas do Lagesed, Biossedimento e Micra por me acolherem tão bem.

Aos meus amigos Iraclezia, Míviam, César, Renata e Ana Célia pelo suporte e troca de experiências.

Ao meu amigo e eterno Orientador Prof. Dr. Mário de Lima Filho por toda assistência, credibilidade, confiança, ensinamentos e risadas.

A querida Profa. Dra. Sonia Agostinho pelas palavras e alegria contagiante.

Ao querido amigo Prof. Dr. Rogério Antunes por todo o conhecimento adquirido, conversas e apoio, sou muito grata por todos os ensinamentos sobre nanofósseis e sobre a vida.

A Profa. Dra Dolores Wanderley pela oportunidade e por me receber tão bem na UFRJ.

Ao Dr. Cleber Alves pela ajuda durante o doutorado.

Deixo o meu agradecimento a Pós-Graduação em Geociências da UFPE, a CAPES por financiar minha pesquisa, ao *IODP* por ceder as amostras para esta Tese, ao Cenpes-Petrobras, UFRJ e UERJ pelo uso da infraestrutura.

RESUMO

A Elevação Ceará está localizada no Oceano Atlântico Equatorial, sob uma coluna de água de aproximadamente três mil metros, está limitada a Norte, Leste e Sul pela Planície Abissal Ceará, e na porção Oeste/Sudoeste, pela Bacia da Foz do Amazonas. A Elevação Ceará é caracterizada morfologicamente como um alto topográfico submarino e está inserida na região de crosta oceânica. Teve sua gênese no Campaniano, durante o processo de cisalhamento das Placas Sul-Americana e Africana e foi submetida aos efeitos provocados por grandes mudanças climáticas no Paleogeno, como o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (MTPE) e os primeiros indícios de gelo. Esta tese objetiva reconhecer e integrar o estudo bioestratigráfico dos nanofósseis calcários do Paleogeno e suas interpretações paleoclimáticas. As amostras de testemunho analisadas foram cedidas pelo Deep Sea Drilling Project (DSDP) e pelo Occean Drilling Project (ODP), o método utilizado para a identificação de biozonas foi baseado na primeira e última ocorrência estratigráfica dos táxons (respectivamente). Foram confeccionadas cinquenta e cinco lâminas e identificadas 174 espécies, petencentes a 45 gêneros, agrupados em 17 famílias. Observações quanto a preservação, riqueza específica e a abundância relativa foram realizados e as principais espécies fotografadas e mensuradas, a fim de ilustrar o estudo e construir um biozoneamento no intervalo em questão. A partir da distribuição estratigráfica das espécies, a seção investigada foi refinada bioestratigraficamente e intervalos cronoestratigráficos foram identificados. Foram descritas seis biozonas, referentes ao intervalo Eoceno/Oligoceno, no Site 354 e onze biozonas relativas ao intervalo Paleoceno/Eoceno/Oligoceno, no Site 929E. Foram geradas duas curvas isotópicas com base em $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$, que detectaram varições de temperatura e o principal evento paleoclimático para o intervalo estudado. A correlação entre os dados qualitativos, quantitativos e isotópicos ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$) demonstram uma influência direta das variações do clima e das preferências tróficas na nanoflora durante o Paleogeno. A partir destas informações, conclui-se que, no que se refere ao Atlântico Equatorial, o Paleoceno/Eoceno (biozonas NP9/NP10) pode ser caracterizado por temperaturas elevadas e baixo influxo de nutrientes, seguido do Eoceno inferior, onde é reconhecido o Máximo Termal (NP10), diagnosticado pelas mais altas temperaturas e posteriormente é verificada a diminuição gradual da temperatura até o Oligoceno (biozonas NP21 a NP25), evidenciado, também, pelo registro de táxons mais especificos de aguas frias.

Palavras-chave: nanofósseis calcários; Elevação Ceará; Atlântico Equatorial.

ABSTRACT

The Ceara Rise is located in the Equatorial Atlantic Ocean, under a water column of approximately 3.000 meters and it is limited to the North, East and South by the Ceara Abyssal Plain, and in the West/Southwest, by the Amazon River basin. This feature is morphologically characterized as a submarine topographic elevation inserted in the oceanic crust. It had its genesis in Campanian, during the spreading process between the South American and African plates and was submitted to the effects caused by several climate changes in the Paleogene, such as the Paleocene-Eocene Maximum Thermal and the first signs of glaciation. This thesis aims at recognizing and integrating the biostratigraphic and paleoecological studies of Paleogene calcareous nannofossils recovered from *Sites* 354 and 929E by the Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Project (ODP) respectively, selected for the Paleogene. The method used to identify biozones based on first and last occurrences of the biostratigraphic markers. Fifty-five slides were made and 174 species were identified, which are part of 45 genera, grouped in 17 families. These observations were related to preservation, specific richness and abundance for the sampled depths. Through the stratigraphic distribution of the species, the local biostratigraphy was refined and chronostratigraphic ranges were identified in order to illustrate the study and propose a biozoning in the interval in question. Six biozones were described for the Eocene/Oligocene range in *Site* 354 and eleven biozones for the Paleocene/Eocene/Oligocene range in *Site* 929E. Two isotopic curves were generated based on $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$, which detected temperature variations and the main paleoclimatic event for the studied interval. The correlation between qualitative, quantitative and isotopic data ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) demonstrates a direct influence of climate variations and trophic preferences in nanoflora during Paleogene. Based on those information, it can be concluded that, in the Equatorial Atlantic, the Paleocene/Eocene (biozone NP9/NP10) interval can be characterized by high temperatures and low influx of nutrients, followed by the lower Eocene, where is recognized the highest temperatures of the Thermal Maximum (NP10), and later on, the gradual decrease of temperature is verified during the Oligocene (biozone NP21 to NP25), also evidenced by the register of more specific taxons of cold water.

Keywords: calcareous nannofossils; Ceara Rise; Equatorial Atlantic Ocean.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização dos poços 354 (*Leg* 39) e 929 (*Leg* 154), no Atlântico Equatorial 15

Figura 2 - Localização dos *Sites* 354 e 929. A linha tracejada mostra os limites morfológicos aproximados da Elevação Ceará. Área de hachura delimita o Médio-Atlântico 15

Figura 3 - Mapa de localização e de batimetria da Margem Equatorial do Brasil com destaque para a Elevação Ceará 19

Figura 4 - Mapa estrutural simplificado do Atlântico Equatorial. Influência das zonas de falhas oceânicas na Elevação Ceará e na Elevação Serra Leoa..... 20

Figura 5 - Tabela Cronoestratigráfica Internacional 25

Figura 6 - Evolução global do clima nos últimos 65 milhões de anos. Dados empilhados de foraminíferos bentônicos de profundidade $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ baseados em registos dos *Sites* do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e do *Ocean Drilling Program* (ODP) 28

Figura 7 - Mapa representativo do Máximo Termal Paleoceno Eoceno (*MTPE*) 31

Figura 8 - Exemplares de nanofósseis calcários. A - Nanólito. *Sphenolithus radians*. B - Cocólito. *Chiasmolithus grandis*..... 32

Figura 9 - Variedade de ornamentações dos cocólitos..... 33

Figura 10 - Variedade de cocosferas 34

Figura 11 - Ocorrência e preservação dos grupos de microfósseis de acordo com o tipo de ambiente deposicional 35

Figura 12 - Morfologia dos heterococólitos..... 36

Figura 13 - Desenho esquemático simplificado da estrutura celular genérica de um cocólitoforídeo e suas principais organelas..... 37

Figura 14 - A – Escala equivale a 10 µm. B - Organismo vivo ao microscópio óptico (MO) com escala equivalente a 20 µm. B - Foto anterior, em detalhe, ressaltando os cocólitos no organismo; escala equivale a 2 µm..... 37

Figura 15 - Arcabouços bioestratigráficos de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para o Paleoceno 43

Figura 16 - Arcabouços bioestratigráficos de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para o Eoceno 44

Figura 17 - Arcabouços bioestratigráficos de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para Oligoceno 45
Figura 18 - Etapas ilustrando a preparação das lâminas de nanofósseis calcários 56
Figura 19 - Etapas de confecção das lâminas de nanofósseis 56
Figura 20 - Lamina para leitura e descrição dos nanofósseis calcário. Mostra as sequência da leitura em cada lâmina nas tres transversais, iniciando da esquerda para a direita e de cima para baixo, totalizando 30 campos de visão 57
Figura 21 - Etapas de preparação e manuseio no microscópio eletrônico de varredura=60
Figura 22 - Preparação das amostras para análise isotópica 61
Figura 23 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 143
Figura 24 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 144
Figura 25 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 145
Figura 26 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 146
Figura 27 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 147
Figura 28 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 148
Figura 29 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 149
Figura 30 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 150
Figura 31 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 151
Figura 32 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 152
Figura 33 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 153
Figura 34 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 154
Figura 35 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 155
Figura 36 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 156
Figura 37 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E 157
Figura 38 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E, no microscópio eletrônico de varredura (MEV) 158
Figura 39 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E, no microscópio eletrônico de varredura (MEV) 159
Figura 40 - Gráfico de Abundância X Riqueza Específica. Site 354..... 165
Figura 41 - Gráfico Abundância X Riqueza Específica. *Site* 929E 174
Figura 42 - Razões dos principais taxa de nanofósseis na transição Paleoceno/Eoceno e abundância em 30 campos de visão.Figura 46 Razões dos principais taxa

de nanofósseis na transição Paleoceno/Eoceno e abundância em 30 campos de visão 178
Figura 43 - Gráfico de abundância das principais associações de nanofósseis que limitam o intervalo referente ao Máximo Termal 178
Figura 44 - Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio do Site 929E 180
Figura 45 - Curva Padrão excursão isotópica de carbono associada ao MTPE, seguido da curva isotópica do carbono para o *site* 929E 182
Figura 46 - Correlação da curva isotópica de carbono e distribuição bioestratigráfica. Identificação do MTPE no *Site* 929E 183
Figura 47 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários - *Site* 354 186
Figura 48 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários *Site* 354 - Contagem 30 campos de visão 186
Figura 49 - Tabela de frequência dos nanofósseis calcários do *Site* 354 186
Figura 50 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários - *Site* 929E 187
Figura 51 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários - *Site* 929E - Contagem - 30 campos de visão 187
Figura 52 - Tabela de frequência dos nanofósseis calcários do *Site* 929E 187

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Descrição da litoestratigráfica do *Site* 354 21
Tabela 2 - Descrição da litoestratigráfica do *Site* 929E 23
Tabela 3 - Classificação das amostras a partir da riqueza específica e preservação..... 58
Tabela 4 - Arcabouço dos principais indicadores no limite Paleoceno – Eoceno 172

SUMARIO

1	**INTRODUÇÃO**	**13**
1.1	LOCALIZAÇÃO	**14**
1.2	JUSTIFICATIVAS	**16**
1.3	OBJETIVO GERAL	**16**
1.3.1	**Objetivos específicos**	**16**
2	**GEOLOGIA REGIONAL**	**18**
2.1	MARGEM EQUATORIAL	**18**
2.2	ELEVAÇÃO CEARÁ	**19**
2.3	*LEG* 39 *SITE* 354	**20**
2.4	*LEG* 154 *SITE* 929E	**22**
3	**PALEOGENO**	**24**
3.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS	**24**
3.2	CONSIDERAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS	**26**
3.3	MÁXIMO TERMAL PALEOCENO EOCENO (MTPE)	**28**
4	**NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS**	**32**
4.1	DEFINIÇÃO	**32**
4.2	MORFOLOGIA DOS COCÓLITOS	**35**
4.3	BIOLOGIA DOS COCÓLITOFORÍDEOS	**37**
4.4	PRINCIPAIS ARCABOUÇOS BIOESTRATIGRÁFICOS	**40**
4.5	EVOLUÇÃO NO TEMPO	**45**
4.6	RELAÇÃO NANOFÓSSEIS E MÁXIMO TERMAL PALEOCENO EOCENO (MTPE)	**48**
5 -	**ISÓTOPOS ESTÁVEIS**	**52**
5.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS	**52**
6	**MATERIAIS E MÉTODOS**	**55**
6.1	AQUISIÇÃO DAS AMOSTRAS	**55**
6.2	PREPARAÇÃO E ANÁLISES	**55**
6.3	MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	**59**
6.4	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS - ISÓTOPOS ESTÁVEIS	**60**
7	**RESULTADOS E DISCUSSÕES**	**62**
7.1	TAXONOMIA	**62**

7.2 ESTAMPAS..... **143**
7.3 BIOESTRATIGRAFIA..... **160**
7.4 BIOESTRATIGRAFIA DO *LEG* 39 - *SITE* 354..... **160**
7.4.1 Hiato - *Site* 354..... 163
7.5 INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS DO *LEG* 39 *SITE* 354..... **163**
7.6 BIOESTRATIGRAFIA *SITE* 929E..... **165**
7.6. 1 Hiato - *Site* 929E..... 170
7.7 INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E CURVA DE ISÓTOPOS C E O..... **171**
7.7.1 Inferências Paleoclimáticas..... 171
7.7.2 Interpretação da Curva Isotópica..... 179
7.7.3 Identificação do MTPE no *Site* 929E..... 180
8 CONCLUSÕES..... 184
REFERÊNCIAS..... 188
ANEXO A - IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS..... 205
ANEXO B - DADOS DE ISÓTOPOS..... 207
ANEXO C – ARTIGOS..... 215
ANEXO D - PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS E CURSOS..... 247

1 INTRODUÇÃO

A Era Cenozoica inicia-se com o Paleoceno, primeira época que compõe o Período Paleogeno. Neste momento, o clima quente e árido apresentava temperaturas mais amenas. Porém, no Meso Paleoceno ocorre uma nova tendência no aumento da temperatura terrestre, que persiste até o final do Eoceno, onde então as condições quentes do Planeta tornam a arrefecer (Zachos *et al.*, 2001; Ferreira *et al*., 2006; Zacho *et al*., 2008).

Devido a ausência de grandes quantidades de gelo cobrindo a Terra, que absorvia a maior parte da radiação proveniente do Sol, mantendo o planeta aquecido, sendo esta, a principal evidência que justifica o clima quente durante o Paleoceno e Eoceno. Diante disto, as temperaturas globais, relativamente mais elevadas, oscilavam entre 10° a 14°C nos pólos, e entre 17° a 19°C, no Equador. (Zachos, 2001).

O evento termal de aquecimento ocorrido no intervalo Paleoceno terminal –Eoceno inicial (MTPE) é atualmente considerado pela Comissão Internacional de Estratigrafia, como o limite entre estas épocas. Este fenômeno causou acentuadas mudanças na vida da Terra. Nos mares observaram-se a extinção de várias espécies de microfósseis e o aumento da abundância de tantos outros. Houve, ainda, o surgimento de algumas entidades taxonômicas (Ferreira, 2004; Ferreira *et al*., 2006).

Registros marinhos indicam um resfriamento gradual das águas oceânicas profundas, a partir do final do Eoceno (Zachos *et al.*, 2001). Com isto, o gradiente de temperatura entre pólos e Equador torna-se mais evidente, somado a reorganização biogeográfica no período, além de uma extinção marinha em larga escala (Prothero & Berggren, 1992).

Diante das constantes variações de temperatura, o estudo dos nanofósseis calcários contribui através da taxonomia, bioestratigrafia, métodos qualitativos e quantitativos, na identificação dos eventos termais ocorridos durante o Paleogeno, visto que, são espécimes extremamente sensíveis às variações climáticas, oceanográficas e ambientais. Embora considerados cosmopolitas, alguns táxons passam a predominar na associação em função destas variações. Em face disso, seu estudo detalhado presta-se a caracterizar e reconstituir variações paleoclimáticas, paleoceanográficas, paleogeográfica e paleoambientais naqueles períodos. (Antunes, 1997; Alves, 2007).

Do ponto de vista geoquímico, a composição química dos nanofósseis calcários reflete as condições do meio em que foram formados. Por outro lado, a variação da concentração dos átomos, em sua composição mineralógica, pode fornecer subsídios para interpretações da

composição química dos mares antigos. Portanto, o resultado obtido com as análises isotópicas além de refletir as condicionantes paleoceanográficas e paleoclimáticas, corroboram com o tipo de associação nanofossilífera do ambiente (Siesser, 1977).

Neste contexto, diante da importância e ampla aplicabilidade dos nanofósseis calcários, esta tese busca apresentar a bioestratigrafia, a evolução do conhecimento cronoestratigráfico do intervalo Paleogeno e interpretar as condições paleoclimáticas na Elevação Ceará, no Atlântico Equatorial, referente aos *Sites* 354 (*DSDP*) e 929E (*ODP*).

1.1 LOCALIZAÇÃO

O *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), atual *International Ocean Discovery Program* (IODP), é um projeto científico internacional pioneiro em perfuração do assoalho oceânico e obtenção de dados oceanográficos e geológicos de alta resolução, com destaque para regiões de águas profundas. Para o presente estudo, as amostras analisadas foram cedidas pelo *DSDP/IODP*, que são provenientes do *Leg* 39, *Site* 354 e *Leg* 154, *Site* 929E, localizados na Elevação Ceará, Atlântico Equatorial.

As áreas escolhidas para execução desta tese foram definidas de modo que fosse possível obter amostras do intervalo Paleoceno/Eoceno/Oligoceno ao longo do Atlântico Equatorial. (Figura 1 e 2).

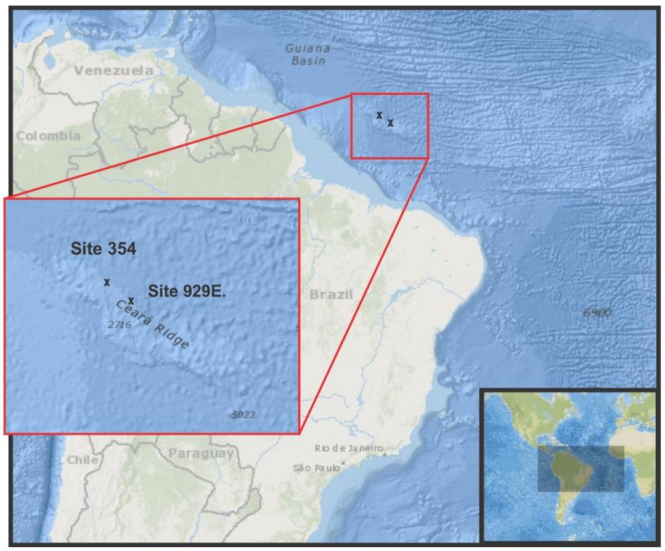
a) *Leg* 39 *Site* 354

O *Site* localiza-se na margem oeste da Elevação Ceará, uma feição topográfica, assísmica, distante 150m do cone amazônico, no oeste do Atlântico Equatorial. Está localizado a norte com profundidade de cerca de 4000 m.
Coordenadas: 05°53.95'N, 44°11.78'W.

b) *Leg* 154 *Site* 929E

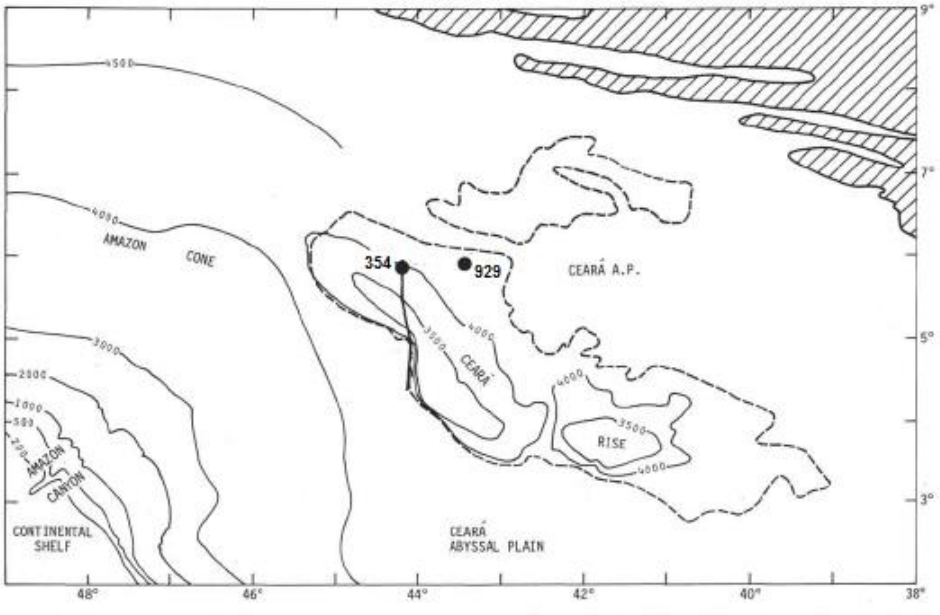
O *Site* 929E situa-se ao norte da Elevação Ceará, a uma profundidade de 4356 m. Ele está situado abaixo da liscoclina atual e representa o poço mais profundo recuperado na Elevação Ceará durante a *Leg* 154.
Coordenadas: 5°58.568'N, 43°44.402'W.

Figura 1 - Localização dos poços 354 (*Leg* 39) e 929 (*Leg* 154), no Atlântico Equatorial.



Fonte: Adaptado de *https://maps.ngdc.noaa.gov* - Acesso:23/05/2019.

Figura 2 - Localização dos *Sites* 354 e 929. A linha tracejada mostra os limites morfológicos aproximados da Elevação Ceará. Área de hachura delimita o Médio-Atlântico



Fonte: Simplificado de Kumar & Embley (1977).

1.2 JUSTIFICATIVAS

O Paleoceno terminal e o Eoceno inicial são caracterizados, entre outros aspectos, por acentuada mudança no padrão das temperaturas nos oceanos e na atmosfera. Estas variações térmicas influenciaram diretamente na diversidade e abundância da nanoflora durante este tempo e, como a Elevação Ceará está localizada sob águas superficiais mais tépidas, pelo menos durante o Paleogeno, é um local geográfico ideal para pesquisas relativas à reconstrução da química destas águas superficiais, durante aquele intervalo de tempo (Zachos, 2001). A pesquisa destina-se a analisar o comportamento, resposta e evolução da nanoflora em função de tais mudanças e sua influência na superfície marinha tropical.

Estudos qualitativos e quantitativos com base em nanofósseis calcários podem ser aplicados à bioestratigrafia (elaboração de biozoneamentos, datação relativa de estratos sedimentares e reconhecimento de discordâncias), à paleoecologia (comportamento dos organismos no paleoambiente), à paleoceanografia (determinação de salinidade, temperatura, disponibilidade de nutrientes em oceanos pretéritos) e bionavegação ("*biosteering*") durante a perfuração de segmentos horizontais de poços (Antunes, 1997).

Partindo destes preceitos, o estudo dos nanofósseis calcários durante o Paleogeno, no Atlântico Equatorial, na Elevação Ceará, visa resgatar informações, aprimorar e reconstituir, em detalhe, a bioestratigrafia e a interpretação paleoambiental, conforme o comportamento da nanoflora.

1.3 OBJETIVO GERAL

Esta tese tem como objetivo principal a identificação e classificação dos nanofósseis calcários dos *Sites* 354 e 929E, ambos situados na Elevação Ceará (Atlântico Equatorial), de modo a permitir sua interpretação bioestratigráfica e inferências paleoambientais do Paleogeno.

1.3.1 Objetivos específicos

a) Estabelecer uma caracterização detalhada das associações de nanofósseis, a partir das espécies encontradas nas amostras dos poços (*Site* 354 e *Site* 929E) e confeccionar um arcabouço bioestratigráfico com base em nanofósseis calcários.

b) Identificar o evento Máximo Termal Paleoceno Eoceno (*MTPE*) neste segmento da margem equatorial brasileira, com o intuito de corroborar para o entendimento dos eventos evolutivos e paleoclimáticos ocorridos neste intervalo.

c) Interpretar as condições paleoclimáticas do Paleogeno segundo dados qualitativos e quantitativos de nanofósseis calcários no decorrer do intervalo estudado.

d) Investigar a resposta dos nanofósseis calcários diante das mudanças paleoclimáticas, dos processos de dissolução (CCCD) e de recristalização ocorridos ao longo do Eoceno.

e) Além de interpretar as curvas isotópicas de carbono e oxigênio, afim de identificar o MTPE.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 MARGEM EQUATORIAL

Diferentemente do que ocorre na Margem Leste, as bacias da Margem Equatorial foram, em grande parte, marcadas pelo processo de cisalhamento, decorrente da existência de um limite transformante entre as placas da América do Sul e da África, cuja evolução deu origem ao Oceano Atlântico Equatorial. Em algumas das bacias situadas nesta margem, foram observadas diversas estruturas típicas de um ambiente tectônico cisalhante, tais como: falhas transcorrentes, falhas inversas, dobras, inversão de depocentros e grandes hiatos no registro sedimentar, estes vinculados aos trechos dominados por transpressão (Mohriak *et al.*, 2000; Nóbrega, 2011).

Dentre as bacias que se localizam na margem equatorial as que apresentam maiores deformações associadas à movimentação dextrógira da placa sul-americana estão as bacias de Barreirinhas e a Bacia do Ceará (Zalán, 1985; Azevedo, 1991; Castro, 1992; Castro Jr, 1994).

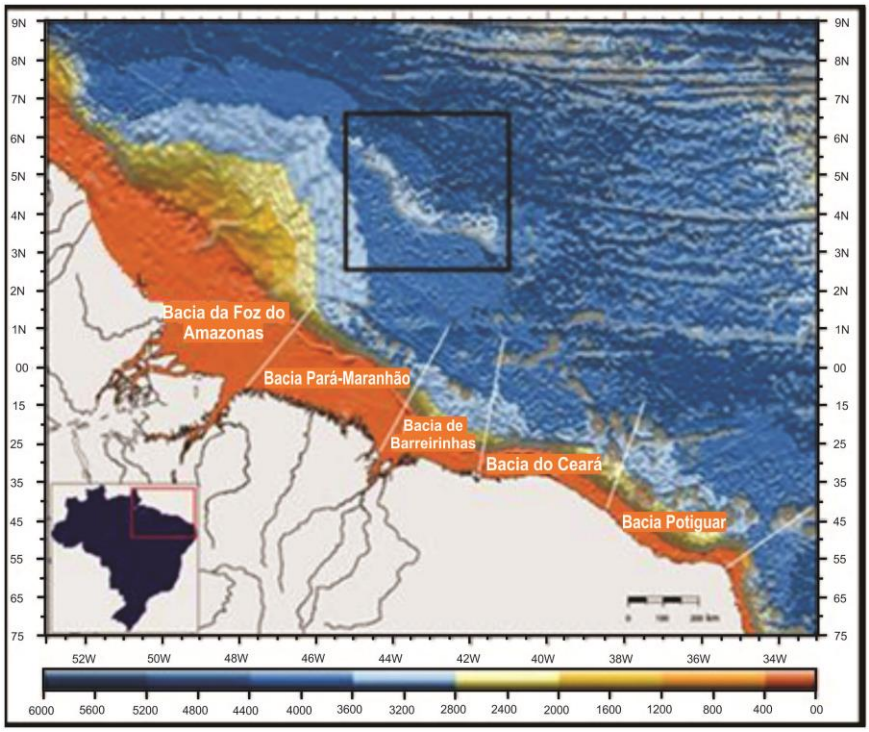
A morfologia submarina acidentada da margem equatorial é notória e pode ser explicada, em parte, pela característica transformante dessa margem continental. De leste para oeste, podemos observar o platô do Rio Grande do Norte, o platô de Natal, a cadeia de montanhas de Fernando de Noronha e o Alto de Fortaleza que delimita, em conjunto, com a Elevação do Ceará, a planície abissal do Ceará que chega aos 5000 m de profundidade (Nóbrega, 2011; Sezen, 2014), (Figura 3).

Esta elevação se apresenta sob uma coluna de água de aproximadamente 3000 m. Ao seu lado norte encontra-se, a bacia abissal do Ceará com profundidade aproximada de 4000 m, e, ao sul da elevação, outra bacia abissal de mesmo nome com aproximadamente 4000 metros; observa-se a presença de rochas vulcânicas intercaladas aos sedimentos, na porção oeste/noroeste, na forma de diques e soleiras devido à aproximação entre a Elevação do Ceará e a Bacia da Foz do Amazonas, esta apresenta uma plataforma continental mais ampla e um embasamento oceânico que diminui até um máximo e volta a se elevar em direção adjacente àquela elevação (Nóbrega, 2011; Sezen, 2014), (Figura 3).

Alguns setores da Margem Equatorial brasileira se comportaram como margem transformante, e outros como margem passiva, devido à influência das zonas de fraturas oceânicas, que representam traços inativos de falhas transformantes e são feições-chave para a compreensão da geodinâmica global. Tais lineamentos podem constituir zonas de fraqueza

litosférica que separam segmentos de crosta oceânica de diferentes idades e maturidade térmica (Heirtzier *et al.*, 1968), o que resulta numa morfologia marcadamente acidentada, formada por contínuos escarpamentos e/ou cordilheiras de centenas de metros de desnível topográfico. Na Margem Equatorial Brasileira, aquelas zonas estão dispostas obliquamente à direção geral NW-SE da margem (Gorini, 1993; Matos, 2000; Mohriak, 2003) como reflexo da formação dessa margem num contexto de margem passiva transformante durante o Aptiano (Szatmari *et al.*, 1987; Matos, 2000; Mohriak *et al.*, 2000).

Figura 3 - Mapa de localização e de batimetria da Margem Equatorial do Brasil com destaque para a Elevação Ceará



Fonte: Modificado Smith & Sandwell, 1997.

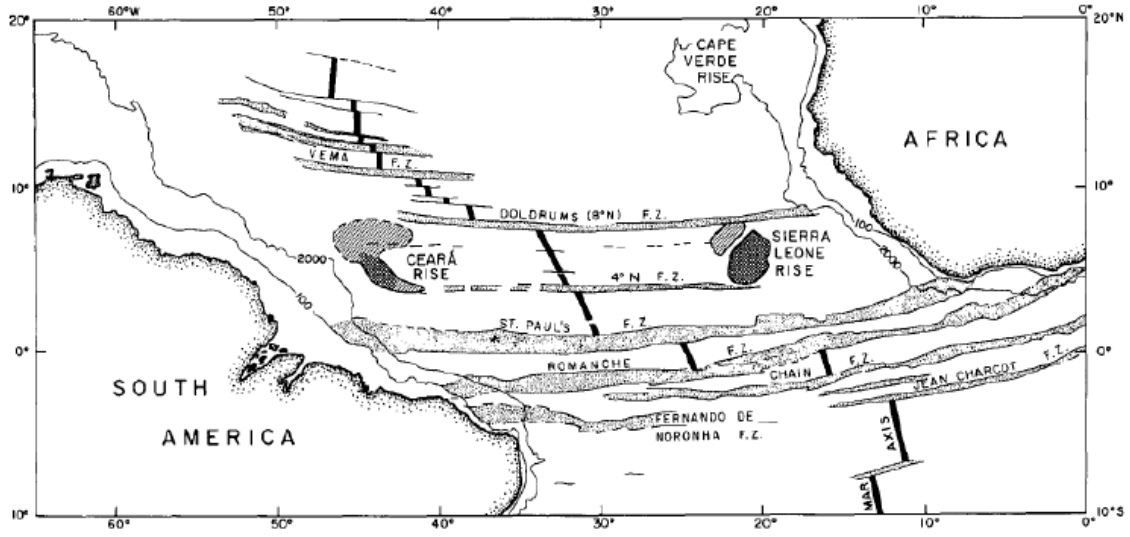
2.2 ELEVAÇÃO CEARÁ

A Elevação Ceará é caracterizada morfologicamente como um alto topográfico submarino, formado próximo ao Cinturão Médio-Atlântico (Dorsal Atlântico Central) com cerca de 80 Ma e está inserida na região de crosta oceânica a aproximadamente 1000 km da margem continental. A Elevação Ceará seria representativa de uma região com um espessamento anômalo da crosta oceânica com uma raiz mais profunda deformando localmente o manto superior sendo esta a causa do baixo relativo. As encostas do lado nordeste são muito mais suaves do que as do lado sudoeste e a parte mais rasa está localizada na parte sul

(Shipboard Scientific Party, 1995). Há também correlação entre este corpo vulcânico e seu análogo na margem africana como sendo representado pela Elevação Serra Leoa nas imediações das Ilhas de Cabo Verde (Kumar, 1979), (Figura 4).

Esta fase destaca-se pela acomodação das placas no Atlântico Norte, bem como no Atlântico Sul. Este ajustamento causado por uma quantidade incomum de vulcânicas extrusivas ativas, que pode ter dado início a compartimentação do empilhamento vulcânico, que foi dividido em dois segmentos: A Elevação Ceará, formada a partir da porção ocidental e a Elevação Serra Leoa, a partir do oriental. Ambos limitados a norte e sul pelas mesmas zonas de fraturas. A Elevação Ceará no Atlântico equatorial ocidental está entre as latitudes 3° e 8°N e longitudes 38° e 48°W, e limitada ao norte pela planície abissal Demerara, no nordeste e leste pela planície Abissal do Ceará, e no oeste e sudoeste pelo Cone Amazônico (Kumar e Embley, 1977; Shipboard Scientific Party, 1995; Nóbrega, 2011).

Figura 4 - Mapa estrutural simplificado do Atlântico Equatorial. Influência das zonas de falhas oceânicas na Elevação Ceará e na Elevação Serra Leoa



Fonte: Kumar, 1979.

2.3 *LEG* 39 *SITE* 354

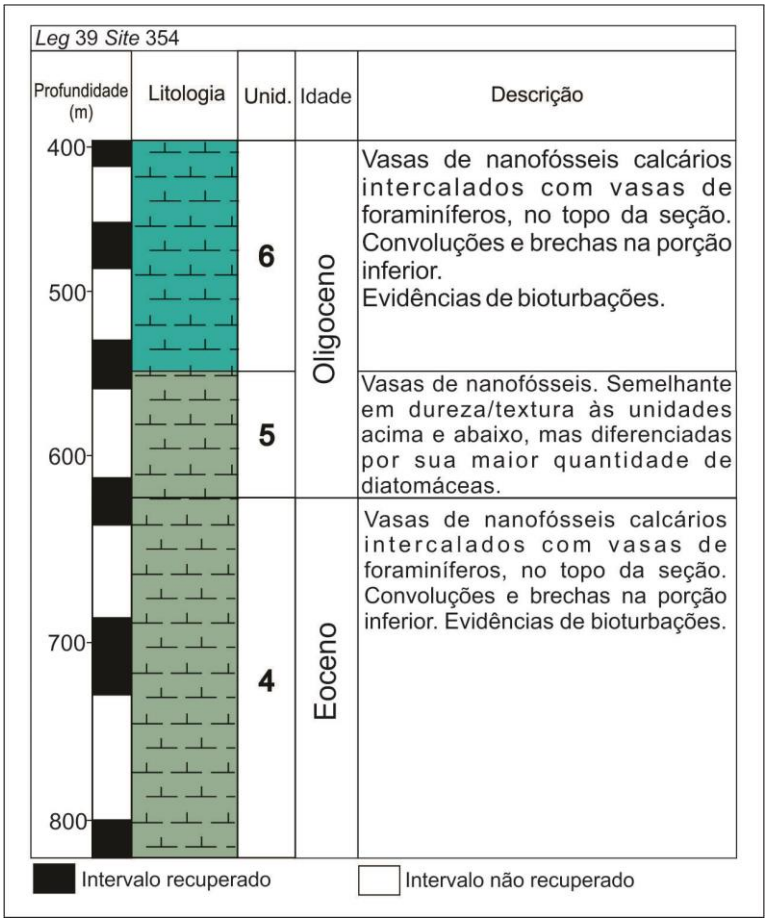
O *Site* 354 tem uma profundidade de 4052 metros com recuperação de 18 testemunhos antes de alcançar o embasamento basáltico a uma profundidade de 886 metros.

Uma seção de aproximadamente 1km de sedimentos sobrepõe-se, em estratos concordantes, do alto até o embasamento. Os sedimentos advindos do cone amazônico exercem influência e soterram uma grande área da Elevação Ceará durante o Neogeno tardio.

O *Site* 354 (DSDP) representa a primeira perfuração realizada na Elevação Ceará. Com os dados obtidos a partir desta expedição, foi possível reconstruir a evolução geológica geral da área (Perch-Nielsen, *et al*., 1977).

Litologia e cronoestratigrafia do *Site* 354

Tabela 1 - Perfil litológico e cronoestratigráfico do *Site* 354.



Fonte: O autor, 2020.

O material estudado neste *Site* pertence às subunidades 4, 5 e 6. As amostras analisadas variam entre 354-10-6, 55 cm e 354 - 13-5, 104 cm perfazendo um total de aproximadamente 236 metros.

2.4 *LEG* 154 *SITE* 929E

O *Site* 929E está localizado no lado norte da elevação Ceará a uma profundidade de 4356 m (Figura 4). Representa o furo mais profundo recuperado (808 metros, 33 testemunhos) na Elevação Ceará durante o *Leg* 154 que, provavelmente, foi mais afetado pela dissolução, durante a deposição, no passado. Portanto, é o melhor candidato para o estudo de eventos de dissolução relacionados às oscilações da variações da CCCD.

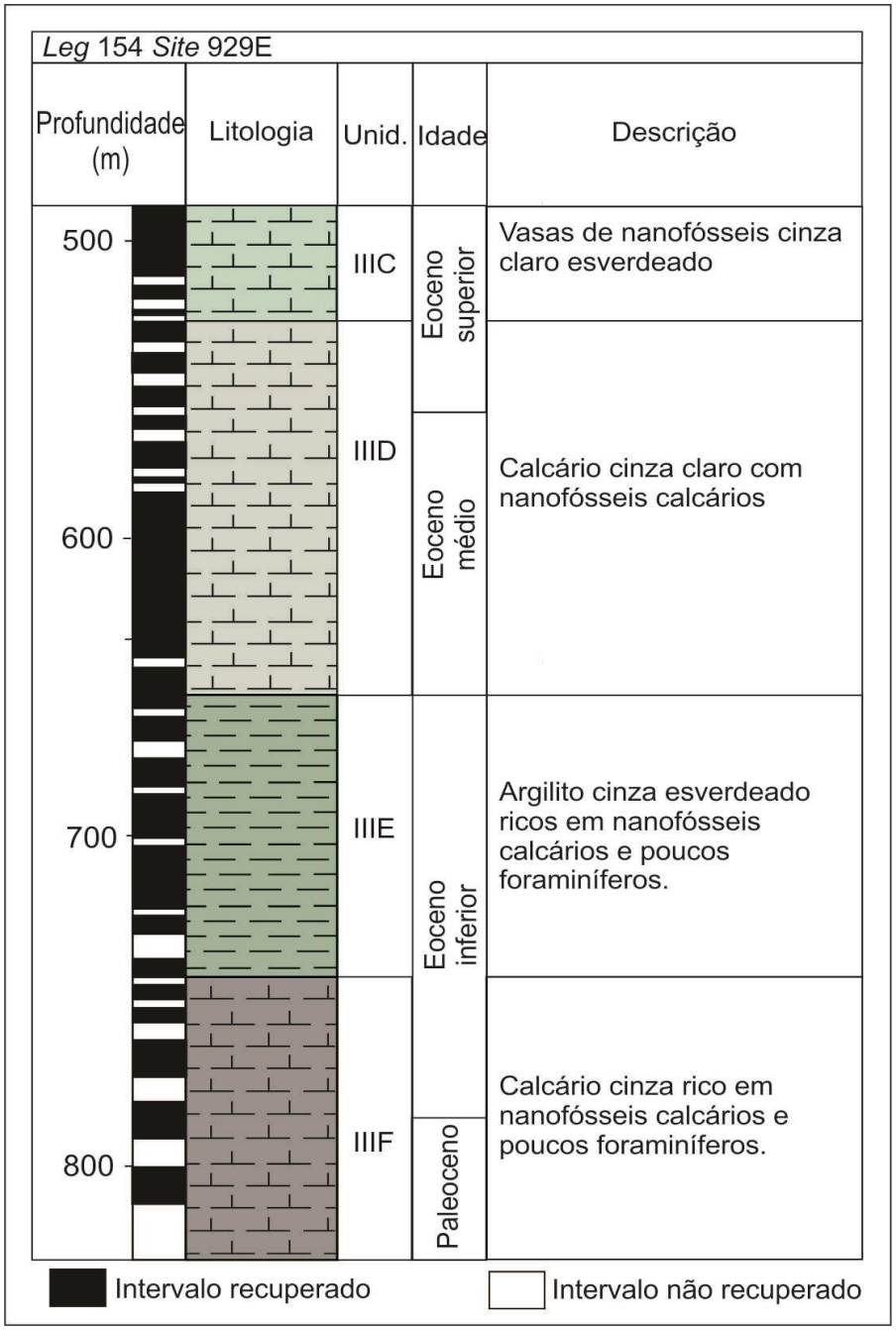
O *Site* 929E contém uma sequência bastante contínua, na qual o intervalo Paleoceno Superior, Eoceno e Oligoceno foram recuperados. Toda a seção paleogênica é marcadamente homogênea. Tanto a sequência do Oligoceno, quanto a sucessão do Eoceno, apresentam recuperações dos testemunhos superiores a 70%. Para a maior parte da seção perfurada, nanofósseis calcários estão presentes. Durante o Neógeno, um aumento geral na taxa de sedimentação foi documentado a partir de 8 Ma. Esta tendência é principalmente devido a um aumento na entrada de terrígenos, proveniente do cone amazônico (Curry *et al*., 1995).

Litologia e cronoestratigrafia do *Site* 929E

Todas as litologias contêm fragmentos de radiolários, diatomáceas e espículas de esponjas silicosas de forma variável. As diatomáceas são mais abundantes na subunidade IIIC, constituindo entre 10 e 20% do sedimento. Na parte inferior da subunidade IIID e IIIF foram encontrados pequenos foraminíferos recristalizados, mas numericamente significativos e feixes de calcita de tamanho milimétrico.

O material estudado nesta tese pertence às subunidades IIIC, IIID, IIIE e IIIF (Tabela 2). As amostras analisadas variam entre 929 E-3R-1, 54 cm e 929 E-35R-3, 15 cm perfazendo um total de 305 metros.

Tabela 2 - Perfil litológico e cronoestratigráfico do *Site* 929E.



Fonte: O autor, 2020.

3 PALEOGENO

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

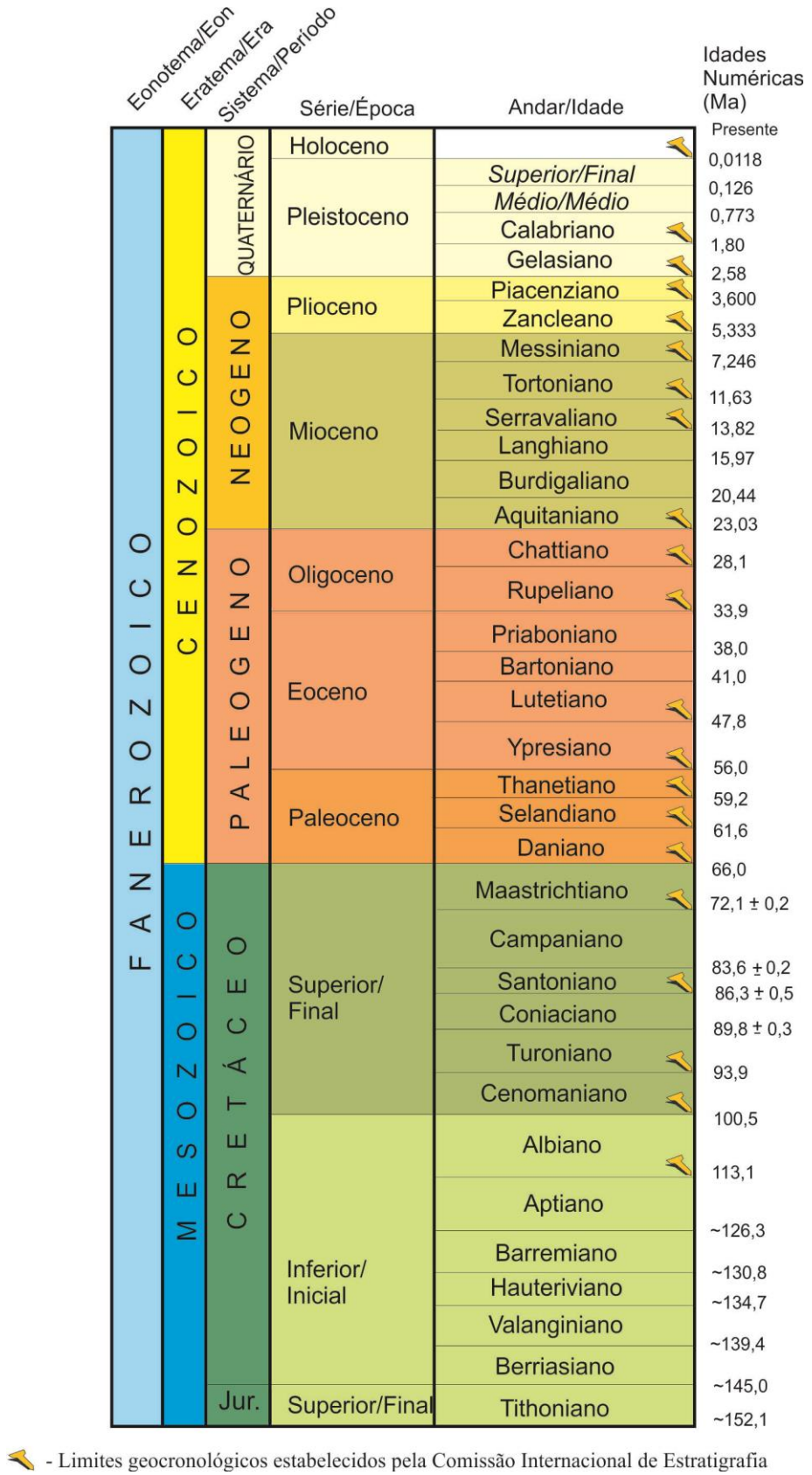
Até 2009, era aceita duas subdivsões para a era Cenozóica. Uma delas contava com os períodos Terciário e Quaternário e a outra reconhecia os períodos Paleogeno, Neogeno e Quaternário. Em 2009, a União Internacional de Ciências Geológicas (*IUGS*) adotou formalmente uma tripla divisão, em outras palavras, o período Terciário caiu em desuso, sendo usado apenas informalmente.

Atualmente, considera-se que o Paleogeno (grego *palaios*: antigo + *genos*: nascimento) é um período da era Cenozoica que compreende o intervalo de tempo entre 66,5 Ma e término em 23,03 Ma (Gradstein & Ogg, 2004; Ogg *et al*., 2016), compreendendo as épocas Paleoceno, Eoceno e Oligoceno (Figura 5).

Bergreen *et al.* (1995) recomendaram a utilização dos termos Paleogeno e Neogeno ao invés de Terciário**,** uma vez que este último foi criado nas primeiras tentativas de divisão estratigráfica baseando os seus limites nas suas extraordinárias mudanças da fauna, porém até os dias atuais o termo Terciário continua sendo utilizado informalmente.

Nas últimas décadas numerosas informações multidiciplinares sobre o intervalo Paleogeno estão sendo disponibilizadas para a comunidade acadêmica, possibilitando integrar e correlacionar os dados bioestratigráficos e eventos geológicos e paleoecológicos de ocorrência local e global, associados à cronoestratigrafia, magnetoestratigrafia e biostratigrafia, esta última com base, principalmente, nos biohorizonte*s* de foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários.

Figura 5 - Tabela cronoestratigráfica internacional (2017)



Fonte: http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02BRPortuguese.pdf

3.2 CONSIDERAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS

O Paleogeno, um período o na história da Terra entre aproximadamente 66,00 Ma e 23,03 Ma, representa um intervalo peculiar do ponto de vista paleoclimático, representa uma transição "*greenhouse*" ao "*icehouse*" caracterizado por drásticas mudanças de temperaturas (Figura 6). Estas variações térmicas tornaram-se cruciais, tanto para a evolução biótica (especiações e extinções), como para as mudanças ambientais (mudanças nos padrões de circulação oceânicos, composição na água dos oceanos e rearranjos continentais) (Zacho, 2001; Zachos *et al*., 2008).

O Paleoceno e o Eoceno correspondem a uma fase *greenhouse*, sem calotas de gelo e, por esse motivo, os valores de $\delta^{18}O$ podem ser usados para entender as variações de temperatura ao longo do tempo (Ruddiman, 2007).

Segundo Zachos *et al.* (2001, 2008) as mudanças a longo prazo indicam uma extensa fase quente a partir do Cretáceo que culmina no início do Eoceno, a cerca de 50 Ma. Esta tendência é seguida por uma variação gradual do $\delta^{18}O$ que representa a transição das condições de *greenhouse* para condições de *icehouse*, cujo início coincide com o limite Eoceno-Oligoceno e o estabelecimento do gelo da Antártida.

Em correspondência com estes eventos de aquecimento, o mais conhecido é o Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (*MTPE*) ou Máximo Termal do Eoceno posicionado próximo ao limite Paleoceno-Eoceno, foram observadas excursões negativas de $\delta^{18}O$, que resultam no aumento da temperatura e excursões negativas de $\delta^{13}C$, indicam mudanças no ciclo do carbono. O *MTPE* é caracterizado por redução de $\delta^{18}O$ de 2-3%, o que corresponde a um aumento de temperatura de cerca de 5-8 °C. Ainda no Eoceno inferior, outros eventos hipertermais ocorrem, mas com uma amplitude menor que o *MTPE* (Kennett & Scott, 1991; Zacho, 2001; Lourens *et al*., 2005; Zacho *et al.*, 2008, 2010).

Associado ao aquecimento está uma excursão negativa de $\delta^{13}C$ de aproximadamente 3%, denominada Excusão de Isótopo de Carbono (*EIC*). Este distúrbio no ciclo do carbono é devido a uma liberação de carbono leve (^{12}C) no sistema oceânico-atmosfera, cuja fonte ainda não foi identificada com certeza. A liberação de carbono leve está associada a uma diminuição do *pH* das águas marinhas (acidificação) e a um aumento da Curva de Compensação Carbonática (*CCD*) (Kennet & Scott, 1991; Zachos *et al.*, 2005).

A Curva de Compensação Carbonática é o limite do equilíbrio para carbonatos, isto é, a superfície abaixo da qual não ocorre deposição de sedimentos de carbonato, sua ascensão

durante este evento é testemunhada, em um ambiente marinho profundo, pela presença de sedimentos pelíticos (Zachos *et al*., 2005).

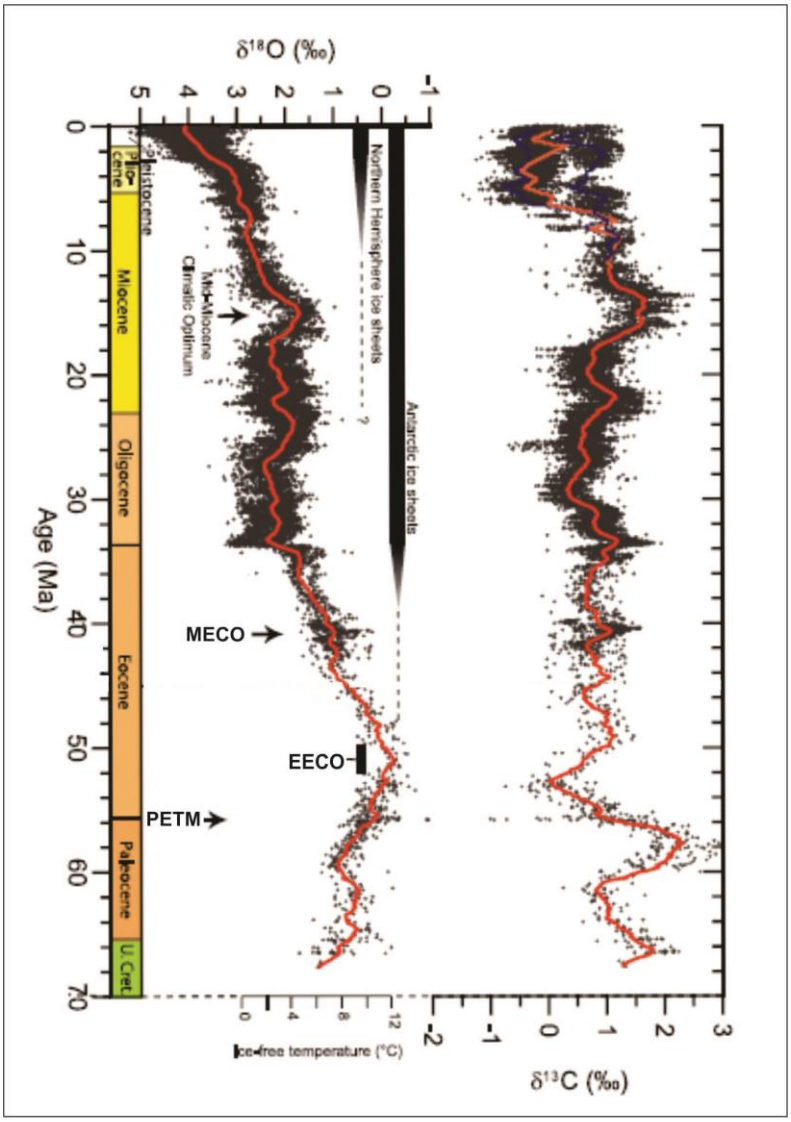
Posterior ao *MTPE* ainda no início do Eoceno, Zacho *et al*., (2001) reconheceu o evento Ótimo Climático do Eoceno Inicial que denota a transição das condições de *greenhouse* para as condições de *doubthouse* caracterizada por temperaturas mais elevadas e altos valores de pCO_2 de todo o Cenozoico. A diminuição do *pH*, ou seja, a acidificação, está ligada a um aumento na pCO_2, causada por um aumento na taxa de desgaseificação do dióxido de carbono (Bohaty *et al*., 2009).

Segue-se com um período de arrefecimento progressivo, como evidenciado pelo aumento dos valores de $\delta^{18}O$, que conduzirá ao estabelecimento da calota polar antárctica, que é interrompido por uma série de mudanças transitórias rápidas, caracterizadas por grandes variações nos valores de $\delta^{18}O$ e $\delta\ ^{13}C$. Essas variações são interpretadas como eventos climáticos de curto prazo (Zachos *et al*., 2001, Bohaty & Zachos, 2003: Tripati *et al*., 2005; Zachos *et al* 2008; Hollis *et al.* 2012).

Dentre os diversos eventos ocorridos ao longo deste período de tempo, destaca-se o Ideal Climático do Eoceno Médio que é definido por uma redução progressiva na curva do $\delta^{18}O$ e ocorre em uma fase de resfriamento de longo prazo que está relacionado a mudanças importantes no regime de sedimentação do carbonato do fundo do mar (Peterson & Backman, 1990; Bohaty & Zachos *et al*., 2003; Lyle *et al*., 2005; Bohaty *et al*., 2009).

Durante o Eoceno ocorreram entre 5-7 eventos de rebaixamento da CCCD e são chamados de *EAC*, sigla de Eventos de Acumulação de Carbono (Lyle *et al*..2005) O Ideal Climático do Eoceno Médio está localizado após o EAC-3, entre 41,6 e 40,8 Ma (Pälike *et al*., 2012).

Figura 6 - Evolução global do clima nos últimos 65 milhões de anos. Dados de foraminíferos bentônicos de profundidade $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ baseados em registos dos *Sites* do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e do *Ocean Drilling Program* (ODP). Os dados brutos foram analisados usando uma média de 1 milhão de anos consecutivos (linha vermelha espessa). A escala de temperatura $\delta^{18}O$ foi calculada com base em um oceano livre de gelo; portanto, esta escala aplica-se apenas ao tempo que precede o início da glaciação em larga escala na Antártida. MECO - Ideal Climático do Eoceno Médio, EECO - Ótimo Climático do Eoceno Inicial e o PETM - Paleoceno-Eoceno Máximo Termal



Fonte: Modificado do GPTS2004, Ogg *et al.*, 2004, Zachos *et al.*, 2008.

3.3 MÁXIMO TERMAL PALEOCENO EOCENO (*MTPE*)

Atualmente, o limite entre as idades Thanetiano-Ypresiano, respectivamente final do Paleoceno-início do Eoceno é definido pelos efeitos decorrentes do ápice de um evento de aquecimento global e pela alteração nos padrões de circulação oceânica. Esse evento de

aquecimento recebeu diferentes intitulações, neste trabalho, adota-se o termo Máximo Termal Paleoceno Eoceno (MTPE).

A idade da base do Ypresiano, e portanto o início do intervalo MTPE, ainda está em discussão. Gradstein *et al*. (2012) indicam uma idade numérica de 56,0 Ma ou 55,96 Ma, com a base de *Rhomboaster* spp. em 55,96 Ma, enquanto Agnini *et al*. (2014) dão uma idade de 55,0 Ma para o topo do grupo *Fasciculithus richardii*, e 54.99 para a base de *Rhomboaster* spp. Westerhold *et al*. (2017) combinando astrobiocronologia e dados geocronológicos disponíveis mais recentemente uma idade da base MTPE em 55,930 Ma (Westerhold *et al*., 2012).

Diversos eventos atuaram no Paleoceno terminal e, posteriormente, culminaram no MTPE, tais como, o aumento da intensidade das atividades hidrotermais do assoalho oceânico, o aquecimento global, a redução da intensidade da circulação atmosférica, a modificação da circulação oceânica, uma significativa anomalia de $\delta^{13}C$, a extinção de um grupo de foraminíferos bentônicos e a especiação dos mamíferos terrestres (Rea *et al*., 1990; Zachos *et al.*, 2001, 2008). Além disso, as concentrações de dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera aumentaram significativamente, perturbando o seu ciclo e causando a elevação da lisoclina e escassez de oxigênio nas profundezas oceânicas, o que provocou a maioria das extinções marinhas (Zachos *et al*., 2001; Zachos *et al*., 2008; Friedrich *et al*., 2012). O MTPE é também caracterizado pela redução de $\delta^{18}O$ de 2-3%, o que corresponde a um aumento de temperatura de cerca de 5-8 °C. (Kennett & Scott, 1991; Zachos, 2001; Lourens *et al*., 2005; Zachos *et al* 2008, 2010).

O início do MTPE permanece em debate, com a principal hipótese envolvendo a liberação de quantidades massivas de carbono reduzido dos reservatórios de metano armazenado nos clatratos dos sedimentos oceânicos, que possivelmente contribuiu para intensificar o aquecimento. (Zachos *et al*., 2008; Friedrich *et al*., 2012). Este evento é marcado por uma significativa anomalia negativa de $\delta^{13}C$ e de $\delta^{18}O$ conhecida como Excursão do Isótopo de Carbono (EIC), que pode ser reconhecida em seções de todas as bacias oceânicas e regiões terrestres (Kennett & Stott, 1991; Bralower *et al.*, 1995; Thomas & Shackleton, 1996; Dickens *et al.*, 1997; Katz *et al.*, 1999; Kahn & Aubry, 2004; Zachos *et al*., 2001, 2005; Self-Trail, 2012, Agnini, 2016).

A EIC é reconhecida como resultado de uma injeção massiva de metano originada da dissociação de hidratos causada pelo aumento da temperatura das águas profundas. Uma demasiada quantidade de oxigênio dos oceanos foi consumida pela oxidação dos hidratos de metano e inseriu uma grande quantidade de dióxido de carbono aos oceanos e na própria

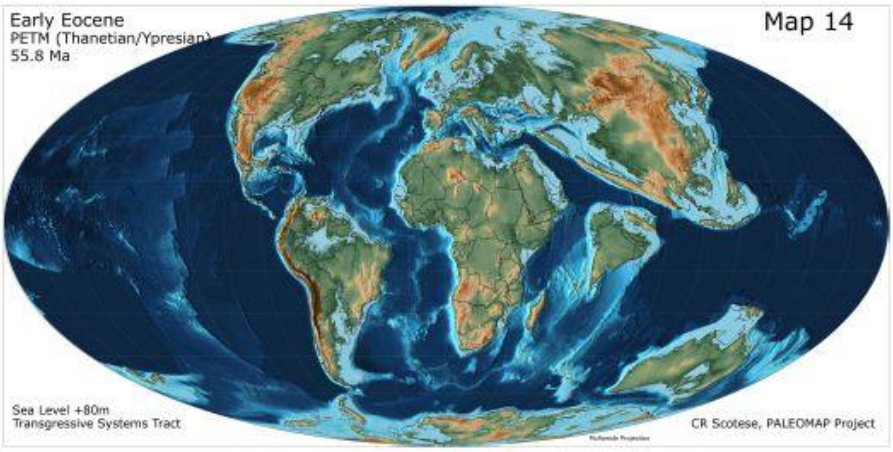
atmosfera (Dickens *et al.*, 1995; Thomas *et al.*, 2002). No entanto, vale ressaltar que, o mecanismo que deu início a liberação do metano ainda é incerta, devido as diversas possibilidades, incluindo a ultrapassagem do limite climático associado a uma tendência de aquecimento de longo prazo (Lourens *et al*., 2005; DeConto *et al*., 2012) ou um pulso de vulcanismo que causou o aquecimento e, consequentemente, liberou o metano (Svensen *et al*., 2004; Ranpino, 2013).

A resposta biótica a este evento de aquecimento rápido e extremo foi documentado a partir de uma série de localidades usando uma variedade de organismos, incluindo palinomorfos marinhos e terrestres, foraminíferos planctônicos e bentônicos e nanoplâncton calcário. (Bralower, 2002; Bralower *et al*., 2004 Kahn & Aubry, 2004; Raffi *et al*., 2005; Gibbs *et al*., 2006a; Angori *et al*., 2007; Mutterlose *et al*., 2007).

Eventos associados ao MTPE podem ser reconhecidos tanto em terra quanto em águas mais profundas e, de maneira bem representativa, ocorrem na zona fótica marinha, junto aos microorganismos calcários (Raffi *et al.*, 2005). A rápida diversificação de dois grupos de foraminíferos planctônicos de ambientes rasos (morozovellideos e acarininídeos) (Kelly *et al.*, 1996, 1998; Cramer *et al.*, 1999; Berggren & Ouda, 2003); Mudanças nos padrões de abundância do nanoplâcton (Kelly *et al.*, 1996; Aubry, 2001; Bralower, 2002; Crouch *et al.*, 2003); Um acme global de *Apectodinium* (um gênero de dinoflagelado) em ambientes proximais, provavelmente um indicativo de alta produtividade da superfície marinha devido ao aumento de temperatura (Crouch *et al.*, 2001; 2003).

O MTPE está associado com um maior "*turnover*" em comunidades bentônicas e planctônicas marinhas (Kelly *et al.*, 1996; Bralower, 2002). O aquecimento das águas profundas causou a extinção de 35 a 50% das espécies de foraminíferos bentônicos, reconhecido como o maior evento de extinção dos últimos 90 milhões de anos. (Norris & Röhl, 1999; Röhl *et al.*, 2000; Agnini, 2016). Enquanto que, neste mesmo período, os foraminíferos planctônicos se diversificaram, com o surgimento de novas espécies em regiões de baixa latitude (Kelly *et al.*, 1996, 1998). O MTPE provocou também uma rápida radiação dos mamíferos terrestres (Rea *et al.*, 1990). Por outro lado, a flora da época não apresentou extinções, apenas mudanças em sua composição e diversidade durante a transição Paleoceno-Eoceno (Rea *et al.*, 1990; Wing & Harrington, 2001).

Figura 7 - Mapa representativo do Máximo Termal Paleoceno Eoceno



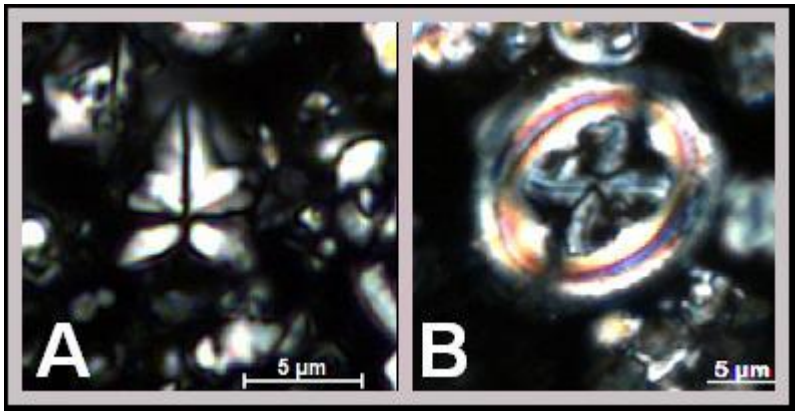
Fonte: Scotese (2014).

4 - NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS

4.1 DEFINIÇÃO

Segundo definição de Bown & Young (1998), nanofósseis calcários são elementos pertencentes a organismos planctônicos, de composição carbonática, com dimensões inferiores a 30 μm, de duas categorias: os cocólitos e as formas associadas (Figura 8). De acordo com Brand, (1994) e Bown, (1998), os nanofósseis calcários estão presentes em ambientes marinhos e mais raramente, em ambientes de água salobra.

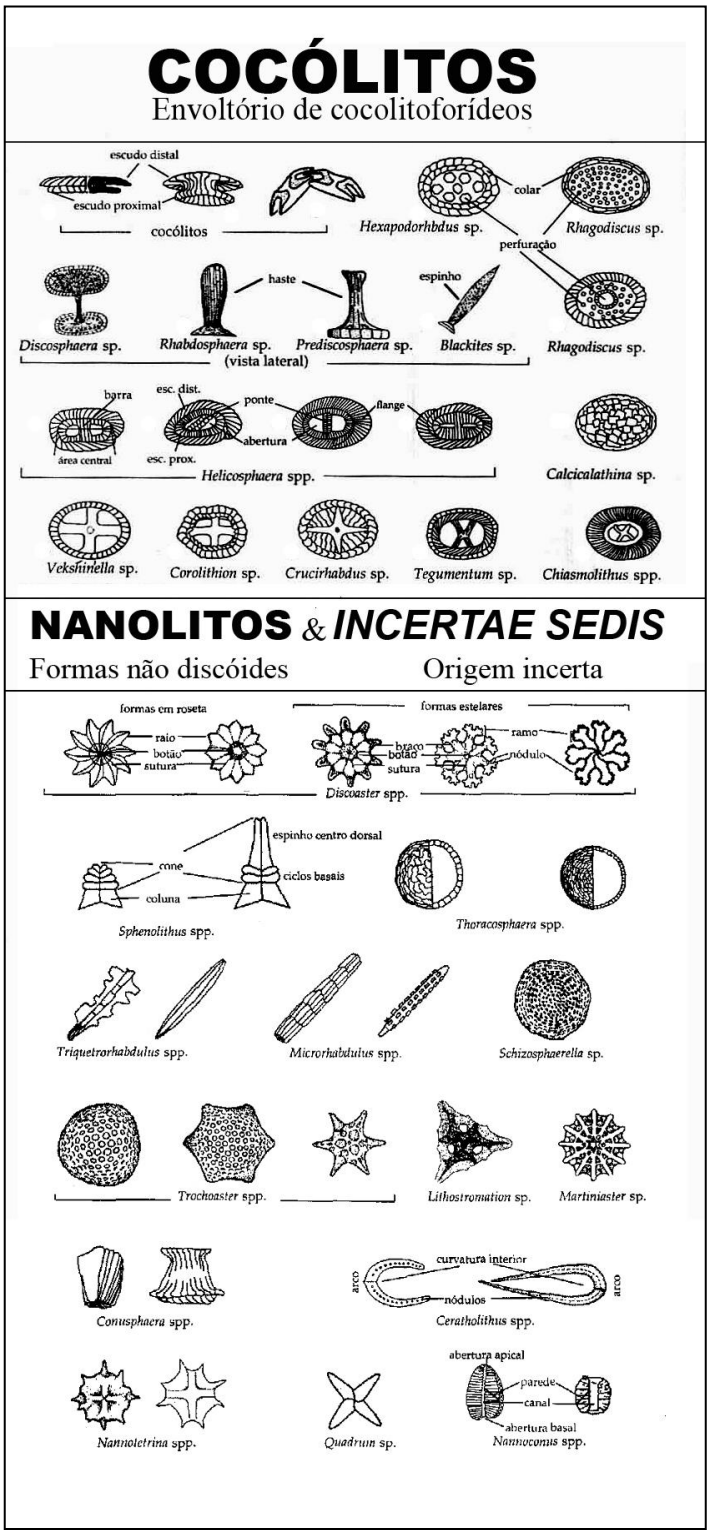
Figura 8 - Exemplares de nanofósseis calcários. A - Nanólito. *Sphenolithus radians*. B - Cocólito. *Chiasmolithus grandis*



Fonte: O autor, 2020.

Os cocólitos, em geral arredondados, provêm da desagregação do envoltório carbonático de certas algas unicelulares planctônicas denominadas cocólitoforídeos. As formas associadas, reconhecidas também como nanólitos, têm aspecto mais variado, taxonomia indefinidas (*incertae sedis*) ou aquelas provenientes de outros organismos não ligados diretamente aos cocólitoforídeos. Os nanólitos exibem contornos como rosetas, agulhas, ferraduras, estrelas, etc. (Antunes, 1997). (Figura 9).

Figura 9 - Variedade de ornamentações dos cocólitos

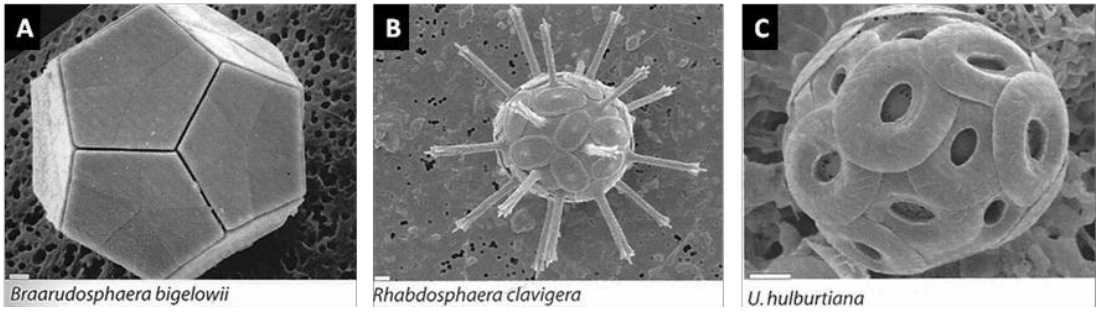


Fonte: Adaptado de Perch-Nielsen (1985) *in* Antunes, (1997).

Wallich (1861); *apud* Siesser, (1994) foi o primeiro pesquisador a verificar que os cocólitos arranjam-se em torno da alga, de modo semelhante a uma esfera e propôs o termo cocosfera para denominar o agregado de cocólitos que envolve o cocólitoforídeos (Figura 10).

Entretanto, outros autores (Convington, 1985) perceberam que este envoltório pode apresentar também outros contornos geométricos. A expressão nanoplâncton calcário é também usada para denominar este grupo, porém em caráter mais abrangente, tanto para as formas atuais (viventes) quanto fósseis (Antunes, 1997).

Figura 10 - Variedade de cocosferas

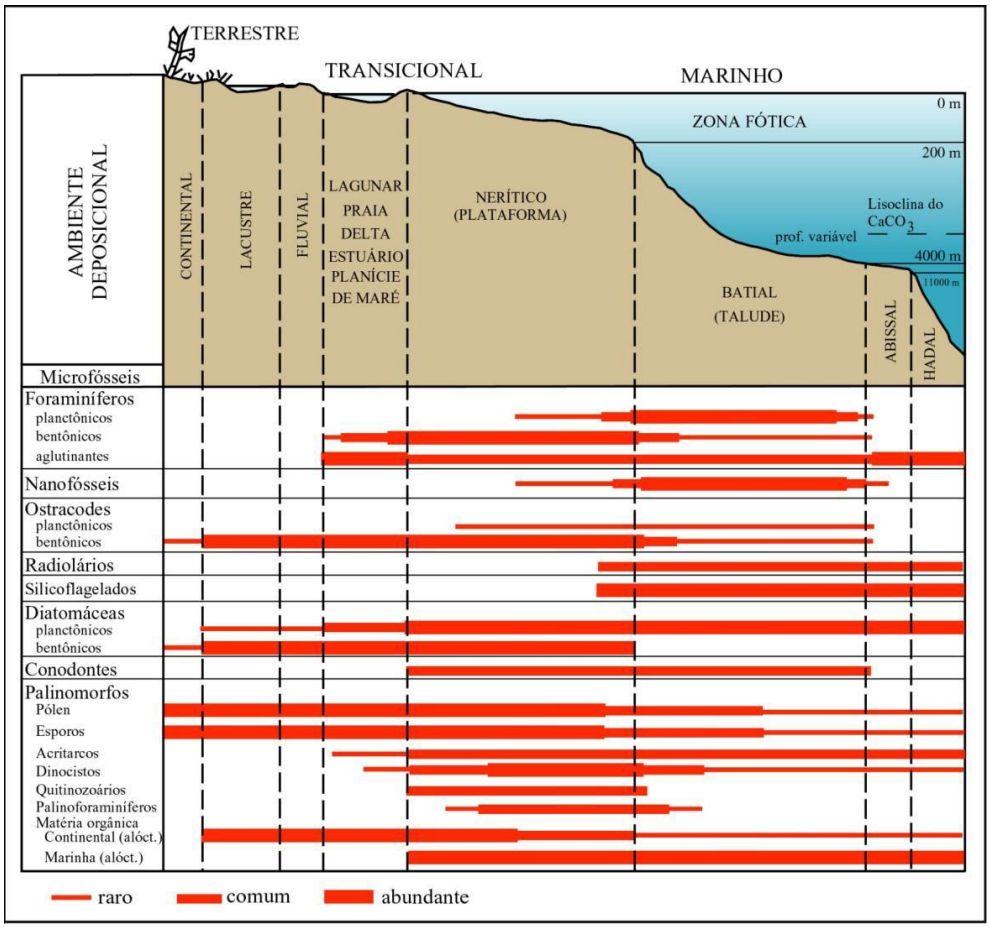


Fonte: Bown, 1998.

Segundo Siesser & Winter (1994), nanofósseis calcários são quimicamente compostos de carbonato de cálcio que pode precipitar-se sob as formas de calcita, aragonita e vaterita. As duas últimas, entretanto, em face de sua instabilidade, rapidamente são convertidas para calcita. Os baixos teores de magnésio presentes nos cristais de calcita que compõem os cocólitos são a causa defendida por Siesser (1977), Houghton (1991), Siesser & Winter (1994), entre outros autores, para o hábito planctônico da alga, já que o cálcio é mais leve que o magnésio. Estudos geoquímicos comprovaram a existência de estrôncio, bário, manganês e fósforo eventualmente na composição dos nanofósseis, embora em percentuais muito baixos.

Com origem no Neotriássico, ocorrências deste grupo têm sido abundantemente registradas em depósitos marinhos desde então até o recente. No Brasil, em função de sua geologia, os primeiros registros dos nanofóssies dão-se a partir Eocretáceo terminal. Os cocólitoforídeos atuais são organismos planctônicos, encontrados em maior abundância em águas marinhas distais, em ambientes oligotróficos e com menor abundância em águas neríticas.(Figura 11). São encontrados preferencialmente em depósitos sedimentares de granulometira fina (margas, mudstones e folhelhos).

Figura 11 - Ocorrência e preservação dos grupos de microfósseis de acordo com o tipo de ambiente deposicional



Fonte: Antunes & Melo, 2001.

Os trabalhos de Antunes (1997), Bown (1998) e Mutterlose *et al.* (2007) são excelentes referências de informações básicas sobre os nanofósseis. A página eletrônica da *International Nannoplankton Association* (INA, 2019) também reúne um vasto conteúdo, com ênfase na taxonomia do grupo, constituindo uma importante ferramenta na caracterização de espécies.

4.2 MORFOLOGIA DOS COCÓLITOS

Os cocólitos, no geral, são formados por duas placas arqueadas (escudos), de forma circular a elíptica, unidas entre si por uma estrutura cilíndrica que pode apresentar-se como uma haste sólida (coluna) ou um tubo vazio. A placa convexa é chamada escudo distal e é a que permanece em contato com o meio ambiente. A placa côncava, de menor tamanho, é o escudo proximal, que fica em contato com o organismo. As duas placas podem apresentar ornamentações tais como perfurações, haste, espinhos, barras simples ou duplas

(entrecruzando-se em X ou em +), etc (Perch-Nielsen, 1971, 1985; Hay, 1977).

Os cocólitos, quando no envoltório da alga, podem apresentar-se interligados ou ligeiramente separados. A estrutura cristalina dos cocólito é formada por uma trama complexa de cristais imbricados, denominados elementos, que geralmente apresentam hábito romboédrico. Podem, ainda, ser encontrados em menor proporção com hábitos prismático, tabular ou hexagonal, (Perch-Nielsen, 1971, 1985).

A partir da análise do arranjo cristalino dos elementos dos cocólitos faculta uma classificação em dois grupos principais: os heterococólitos e os holococólitos. Esta disposição fará com que cada tipo de cocólito tenha diferentes comportamentos quando observados ao microscópio óptico com luz polarizada e nicóis cruzados. Os heterococólitos são formados por cristais de formas e tamanhos variados. Estes cristais geralmente encontram-se dispostos em ciclos com simetria radial. De modo diverso, os holococólitos são formados por um grande número de diminutos cristais (<0.1 μm) que possuem tamanhos e morfologia similares.

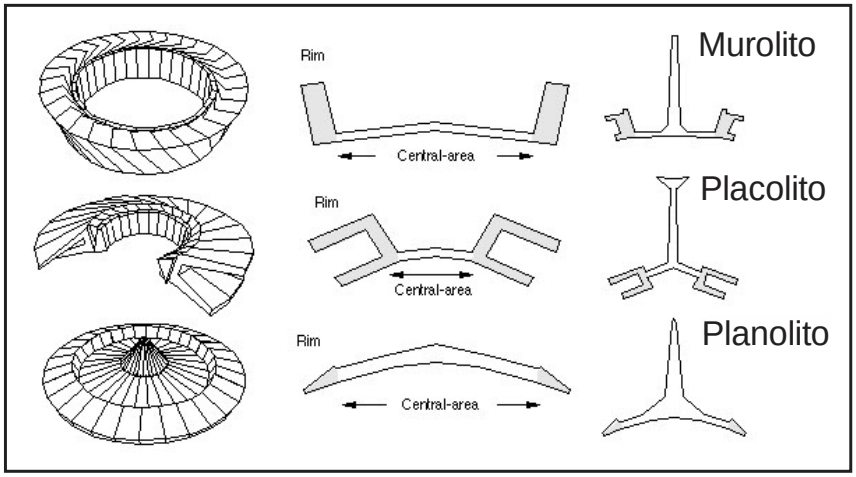
De acordo com Perch-Nielsen, (1985) e Antunes (1997) os cristais dos holococólitos são menores, mais frágeis e desintegram-se de forma mais rápida após a morte da alga que lhe deu origem. Devido a estas características, é mais raro a preservação dos mesmos no registro fossilífero, ao contrário dos heterococólitos, que por sua vez, possuem três formas básicas (Figura 12):

-Murolito – Possuem borda elevada, mas sem escudos bem desenvolvidos.

-Placolitos – São caracterizados por dois ou mais escudos bem desenvolvidos.

-Planolitos – Heterococólitos planares com borda não elevada.

Figura 12 - Morfologia dos heterococólitos



Fonte: Adaptado de http://ina.tmsoc.org/terminology/3coccoliths.htm

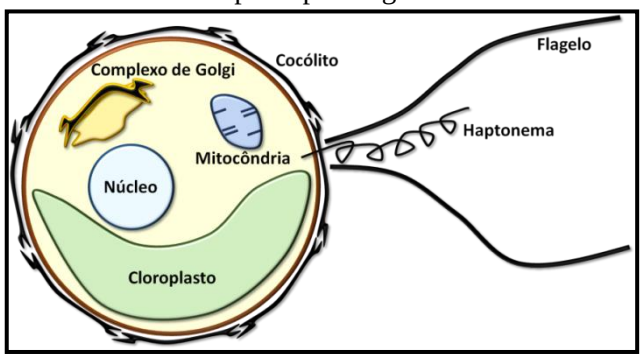
4.3 BIOLOGIA DOS COCÓLITOFORÍDEOS

As espécies viventes de cocólitoforídeos são algas unicelulares, de hábito predominantemente planctônico que, além dos cocólitos, exibem dois flagelos locomotores e um haptonema, provavelmente usado para prender a célula a algum substrato ou para capturar partículas orgânicas.

Apesar de possuírem clorofila e serem organismos essencialmente fotossintetizantes, em determinadas condições os cocólitoforídeos podem ingerir partículas orgânicas usando haptonema que, segundo Pienaar (1994), serve para capturar e ingerir outras células, bactérias, etc.

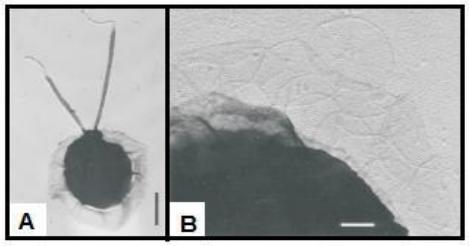
A estrutura interna das células consiste de núcleo, cloroplastos marrom-amarelados (clorofilas A e C), complexo de Golgi (responsável pela produção dos cocólitos) e mitocôndrias (ligadas à respiração celular). Tappan (1980) defende que, ao serem expulsos do interior do organismo, os cocólitos permanecem ligados à célula por uma membrana que reveste o protoplasma. (Figuras 13 e 14).

Figura 13 - Desenho esquemático simplificado da estrutura celular genérica de um cocólitoforídeo e suas principais organelas



Fonte: Modificado de Bown (1998).

Figura 14 - A - Organismo vivo ao microscópio óptico (MO). B - Foto anterior, em detalhe, ressaltando os cocólitos no organismo



Fonte: Modificado de Bergreen. *et al*. (1996).

O ciclo de vida apresenta dois estágios distintos: um móvel e outro não-móvel. No estágio não-móvel, algumas espécies adquirem o hábito bentônico, podendo formar colônias, enquanto outras se conservam planctônicas. No estágio móvel todas são planctônicas. Mesmo assim, Brand (1994) assevera que, independentemente do estágio, os cocólitoforídeos são capazes de produzir cocólitos, exclusivamente no estágio planctônico. Os cocólitos produzidos diferem entre si segundo o estágio durante o qual foram sintetizados. Tappan (1980) descreve que há duas formas de reprodução para os cocólitoforídeos. No estágio móvel, as espécies geralmente se reproduzem por mitose. No estágio não móvel, quando formam colônias, a meiose é o tipo de reprodução mais eficaz.

Quanto ao transporte da nanoflora para o fundo oceânico, ocorrem segundo os seguintes eventos: Na zona fótica, o zooplâncton, por vezes, alimenta-se de microorganismos planctônicos, entre eles os cocólitoforídeos. Tem sido observado em pelotas fecais (*pellets*) que os cocólitos e também as cocosferas atravessam todo o canal alimentar do zooplâncton sem qualquer efeito destrutivo. (Perch-Nielsen, 1985; Antunes, 1997) O fato dos cocólitos serem expelidos junto às pelotas fecais proporciona uma proteção orgânica ao mesmo, e este agregado resulta em uma alta taxa de afundamento, evitando que sejam prontamente dissolvidos ao ultrapassarem a *CCCD* (Calcium Carbonate Compensation Depth). Este fato poderia explicar porque os nanofósseis geralmente apresentam melhor preservação em águas subsaturadas em carbonatos. Com uma taxa de deposição elevada (pellets), as plaquetas que compõem os nanofósseis também estariam mais protegidos dos efeitos destrutivos da coluna, estimativas de Honjo (1976), indicam que um pellet fecal pode conter cerca de 100.000 cocólitos. Por conta destes fatores, os nanofósseis são o grupo fóssil mais abundânte do planeta.

A função dos cocólitos tem sido largamente discutida por Young (1994) e Bown & Young (1998), podendo ser de quatro naturezas principais:

- **Proteção:** É a função mais provável, servindo contra danos físicos ou predações causadas por outros organismos, tais como vírus e bactérias (Young, 1994). Para tanto, podem estar revestidos de espinhos que aumentam o diâmetro celular;
- **Flutuação:** Também pode ser regulada pela produção e morfologia dos cocólitos que, quando maiores e mais robustos, contribuem para um afundamento mais acelerado do organismo. Por outro lado, a orientação do alongamento da cocosfera pode controlar a flutuabilidade (Young, 1994);

- **Regulagem de luz:** Os cocólitos podem agir no controle da luminosidade que incide sobre o organismo, refletindo os raios ultravioleta (Braarud *et al.*, 1952) ou refratando a luz para dentro da célula (Gartner & Bukry, 1969);
- **Bioquímica:** Estudos em culturas sugerem que a produção de placas calcíticas deve ter um efeito sobre a bioquímica dos cocólitoforídeos, permitindo a utilização indireta de HCO_3^- para a fotossíntese (Paasche, 1962; Buitenhuis *et al.*, 1999).

A presença atual de cocólitoforídeos em todos os oceanos permite realizar pesquisas em torno da biogeografia e ecologia do grupo, possibilitando entender que a composição das comunidades, o predomínio de determinadas espécies e a presença ou ausência de outras são características que variam conforme o local, sendo a temperatura o fator que mais interfere nesta variação (McIntyre & Bé, 1967; Okada & Honjo, 1973; Winter *et al.*, 1994; Villa *et al.*, 2008, 2014).

Outras pesquisas (Winter *et al.*, 1994) demonstraram que a distribuição latitudinal das associações nanoplanctônicas também têm relação com os grandes giros oceanográficos das massas d'água, fazendo com que os limites entre tais associações não sejam estáticos nem bem definidos, mas estejam em constante movimento, segundo o comportamento da circulação oceânica.

Segundo Hougton (1991), os cocólitoforídeos, predominantemente fotossintetizantes, habitam principalmente a zona fótica dos oceanos (até perto de 200 m de profundidade). Mas a maior concentração ocorre entre 0 e 100 m, nas regiões tropicais, e a menos de 30 m nas regiões temperadas.

Houghton (1991) defende ainda que a preferência de certos táxons por determinados intervalos de profundidade tem ligação direta com o formato dos cocólitos, pois os cocólitos perfurados e/ou com ornamentações tendem a reduzir a densidade do organismo. Assim, táxons com estas caracterísiticas ocupariam preferencialmente as porções superiores da coluna d'água, em contrapartida, aqueles mais compactos (mais densos) ocupariam as profundidades mais inferiores da coluna d'água.

De modo geral, habitam preferencialmente mares abertos, distantes da região costeira, são organismos oligotróficos, ou seja, concentram-se em águas bem estratificadas, com baixa disponibilidade de nutrientes e geralmente quentes (conforme a espécie) de salinidade normal (Brand, 1994). Os cocólitoforídeos são considerados os principais produtores primários conversores de dióxido de carbono (CO_2) em carbonato de cálcio ($CaCO_3$) nos oceanos. Nas regiões tropicais, onde a coluna d'água encontra-se sempre estratificada, eles são observados

em todas as estações do ano. Nas regiões temperadas, no entanto, são registrados, com mais abundância, apenas durante o verão (Okada & McIntyre, 1979).

4.4 PRINCIPAIS ARCABOUÇOS BIOESTRATIGRÁFICOS

Como visto, a nanoflora calcária é extremamente abundante em depósitos marinhos distais e são oriundos de organismos planctônicos que habitam e habitaram os mares a partir do Triássico terminal. Além disso, certos grupos mostram rápida evolução no tempo geológico, aliado a estes fatores deve ser mencionado, ainda, que o processamento das amostras, para a observação dos nanólitos, é pouco dispendioso quando comparado ao custo de processameto de outros grupos fósseis (foraminíferos e palinomorfos, por exemplo). Estas características fazem da nanoflora um excelente meio para a elaboração de arcabouços bioestratigráficos. Deste modo, sua aplicação é ampla em estudos bioestratigráficos de seções marinhas, em especial aquelas relacionadas à exploração de petróleo. Assim, sua aplicação tem sido exitosa no controle bioestratigráfico de poços perfurados (Alves & Wanderley 2003, 2005).

A aplicação dos nanofósseis calcários em bioestratigrafia foi demonstrada por Bramlette & Riedel (1954). Os autores adotaram o gênero *Discoaster* para correlação a longas distâncias. A partir daí deu-se início a uma ampla variedade de estudos referentes à distribuição estratigráfica de vários táxons. À medida que a amplitude cronoestratigráfica das espécies ia sendo estimada, surgiam os primeiros zoneamentos. A atribuição cronoestratigráfica das biozonas incialmente era realizada por meio de comparações com informações provenientes de outros grupos fósseis, principalmente, foraminíferos planctônicos.

Na estruturação dos arcabouços bioestratigráficos, para a caracterização de suas unidades, os pesquisadores valem-se principalmente da zona de intervalo, cujos limites são definidos, salvo raras exceções, pela primeira e/ou última ocorrência estratigráfica (PO e UO, respectivamente). A partir de seções aflorantes na América do Norte e na Europa, os primeiros estudo começaram a surgir, posteriormente, com a obtenção de miríadas de testemunhos do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e de seu sucessor, o *Ocean Drilling Program* (ODP), a bioestratigrafia dos nanofósseis desenvolveu-se aceleradamente de 1968 a 1983. Estes estudos demonstraram para a comunidade científica a consolidação de um método que permite a construção e refinamento dos zoneamentos bioestratigráficos estabelecidos previamente (Alves, 2007; Panera, 2010).

Atualmente, a bioestratigrafia dos nanofósseis encontra-se em um estágio de maturidade, sendo conhecida para maioria dos sistemas cronoestratigráficos do Mesozoico e do Cenozoico. São conhecidos, também, a sucessão de uma infinidade de eventos biológicos, o que confere aos arcabouços, zoneamentos de boa resolução. A comissão internacional de estratigrafia disponibiliza tabelas-padrão ilustrando a sucessão de eventos e de datuns em distintas regiões do planeta.

Reale (1992) comenta que as associações observadas na região mediterrânea são diferentes daquelas verificadas nas áreas de mais alta latitude, tanto em termos composicionais como em termos de amplitude cronoestratigráficas de alguns táxons. Conforme trabalhos elaborados, podem-se reconhecer táxons que se encontram restritos ao Triássico e/ou Jurássico. Os níveis de surgimento e desaparecimento de algumas espécies variam de trabalho para trabalho. Erba (1992) compilou a amplitude cronoestratigráfica de 318 espécies, assinaladas em 56 trabalhos. Como resultado, reconheceu que 10 táxons encontram-se restritos ao Triássico, enquanto sete outros seguem no Jurássico.

Os zoneamentos de nanofósseis do Mesozoico inferior ao médio costumam ser balizados e comparados com arcabouços de amonóides que, segundo Erba (1992) também apresentam diferenças de uma região para outra.

No Cretáceo existem numerosos e detalhados trabalhos uma vez que as seções cretáceas marinhas são mais abundantes e mais amplamente distribuídas do que as do Tríassico/Jurássico. Dentre os inúmeros zoneamentos destaca-se Sissingh (1977). O arcabouço de Sissingh foi reeditado por Perch-Nielsen (1985) e apresenta um detalhamento relativamente alto. Outras pesquisas importantes para o conhecimento da bioestratigrafia do Cretáceo foram desenvolvidas. Nestes trabalhos os autores coletaram amostras na seção tipo de alguns andares do Cretáceo e investigaram a população fóssil de vários grupos de organismos. Como resultado, puderam constatar a correlação dos principais eventos biológicos de vários grupos analisados.

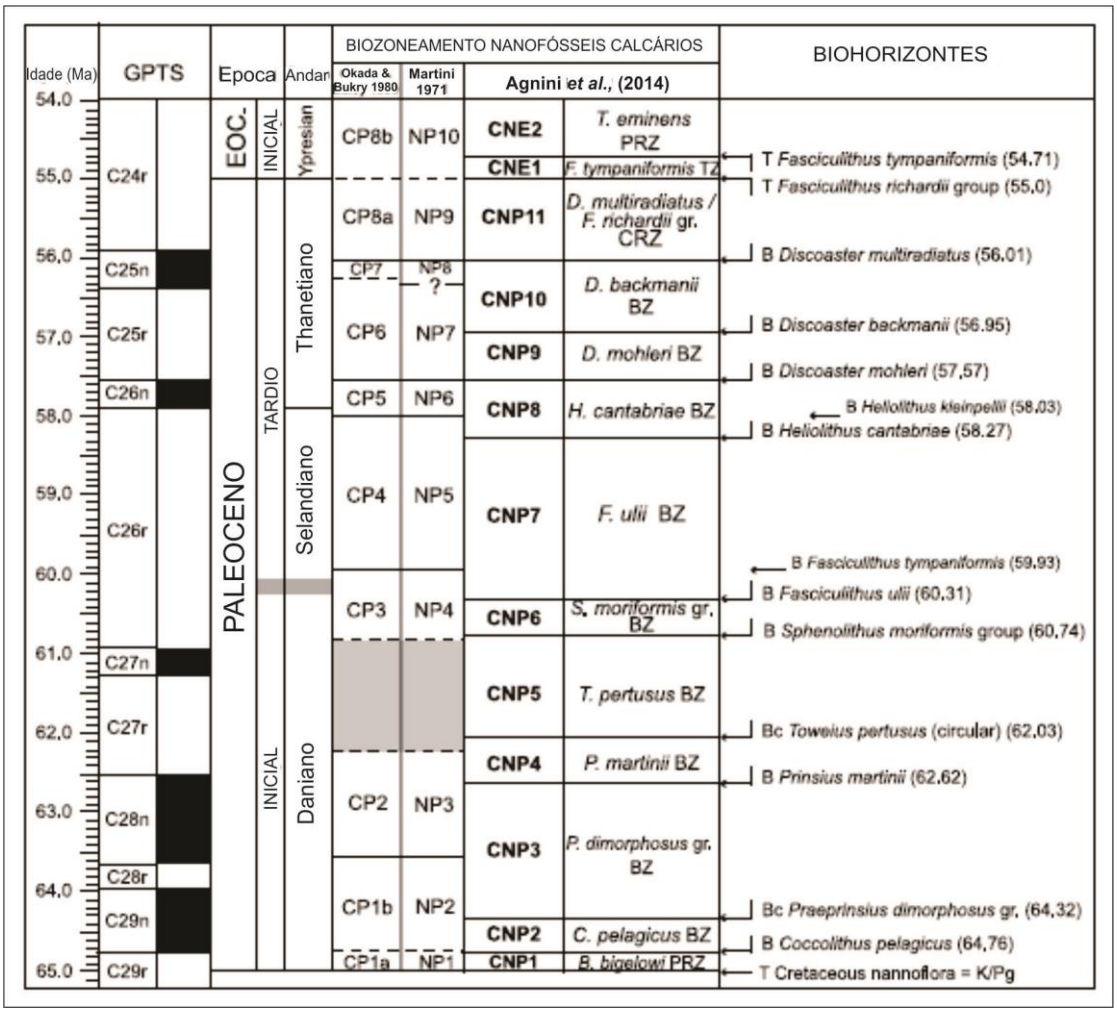
Nas bacias marginais brasileiras, Troelsen & Quadros (1971) sugeriram o primeiro arcabouço para nanofósseis do Aptiano ao Mioceno, seguido por contribuições de Freitas (1984) e Beurlen *et al.* (1987), para melhorar o refinamento das biozonas. Antunes (1997), Oliveira (1997), Oliveira & Costa (1997) e Antunes *et al.* (2004), em seus trabalhos, estabeleceram o zoneamento bioestratigráfico mais completo para nanofósseis calcários para o Cretáceo.

No Paleogeno, observam-se inúmeras seções aflorantes nas várias regiões do mundo, que proporcionou o reconhecimento de inúmeros biohorizontes e possibilitou o surgimento de muitas unidades bioestratigráficas. Trabalhos como Martini (1971), Okada & Bukry (1980), Bown (1998), Varol (1998) dentre outros, propuseram arcabouços bioestratigráficos internacionais, propõem novas biozonas e integram outras definidas em trabalhos anteriores. Agnini *et al*. (2014), recentemente, elaboraram um arcabouço bioestratigráfico com dados procedentes de poços perfurados em expedições pelo ODP (*Ocean Drilling Program*). (Figuras 15, 16 e 17).

No que se refere às bacias marginais brasileiras, no 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).

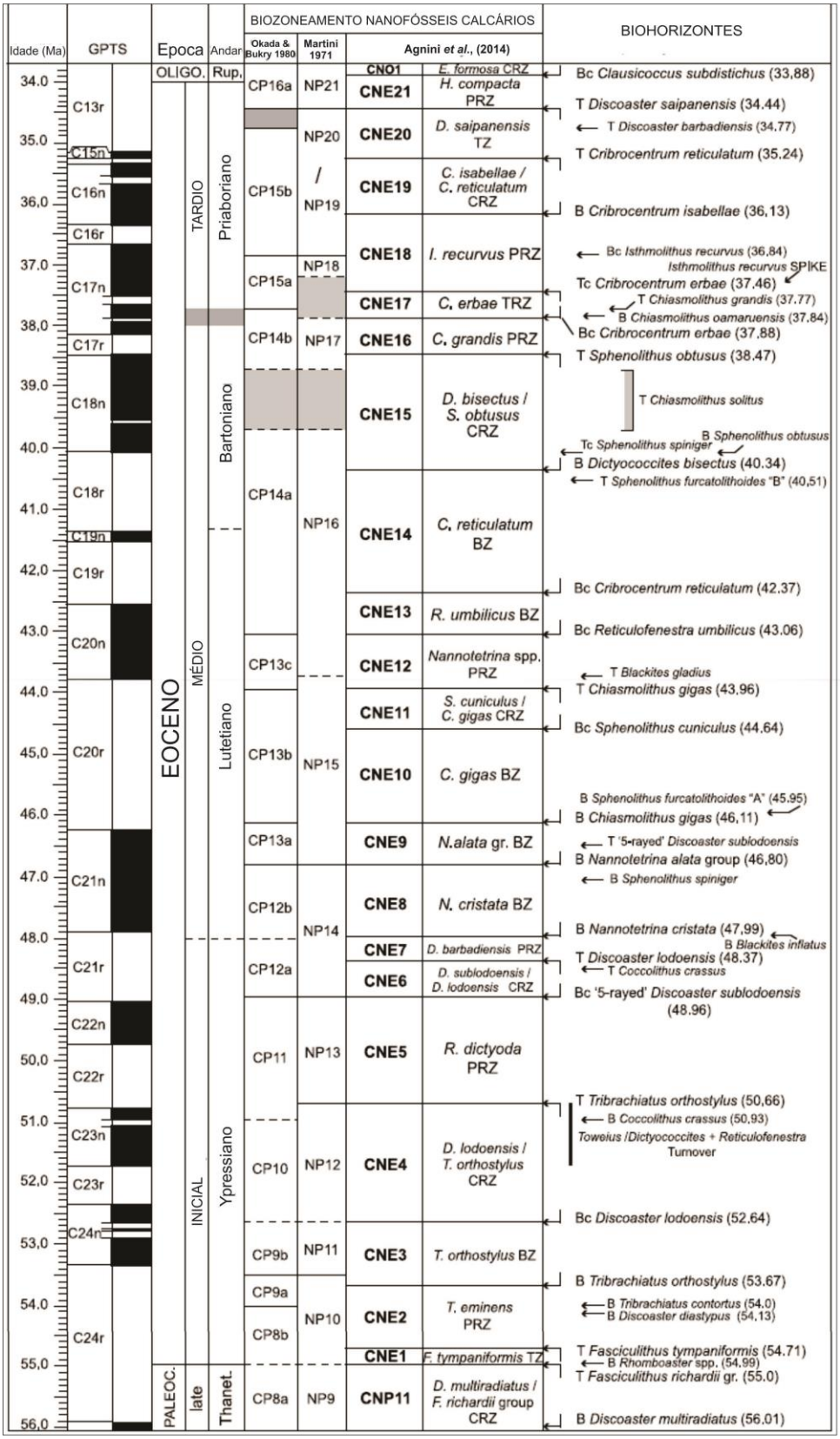
Para o Quaternário destacam-se os zoneamentos de Martini (1971), Gartner (1977), que conseguiram individualizar sete biozonas reconhecidas em sedimentos de vários oceanos; Okada & Bukry (1980) e Backman *et al*. (2012) que elaboraram um arcabouço bioestratigráfico com 34 biozonas correlacionáveis com os arcabouços globais anteriores.

Figura 15 - Arcabouços bioestratigráficos de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para o Paleoceno.



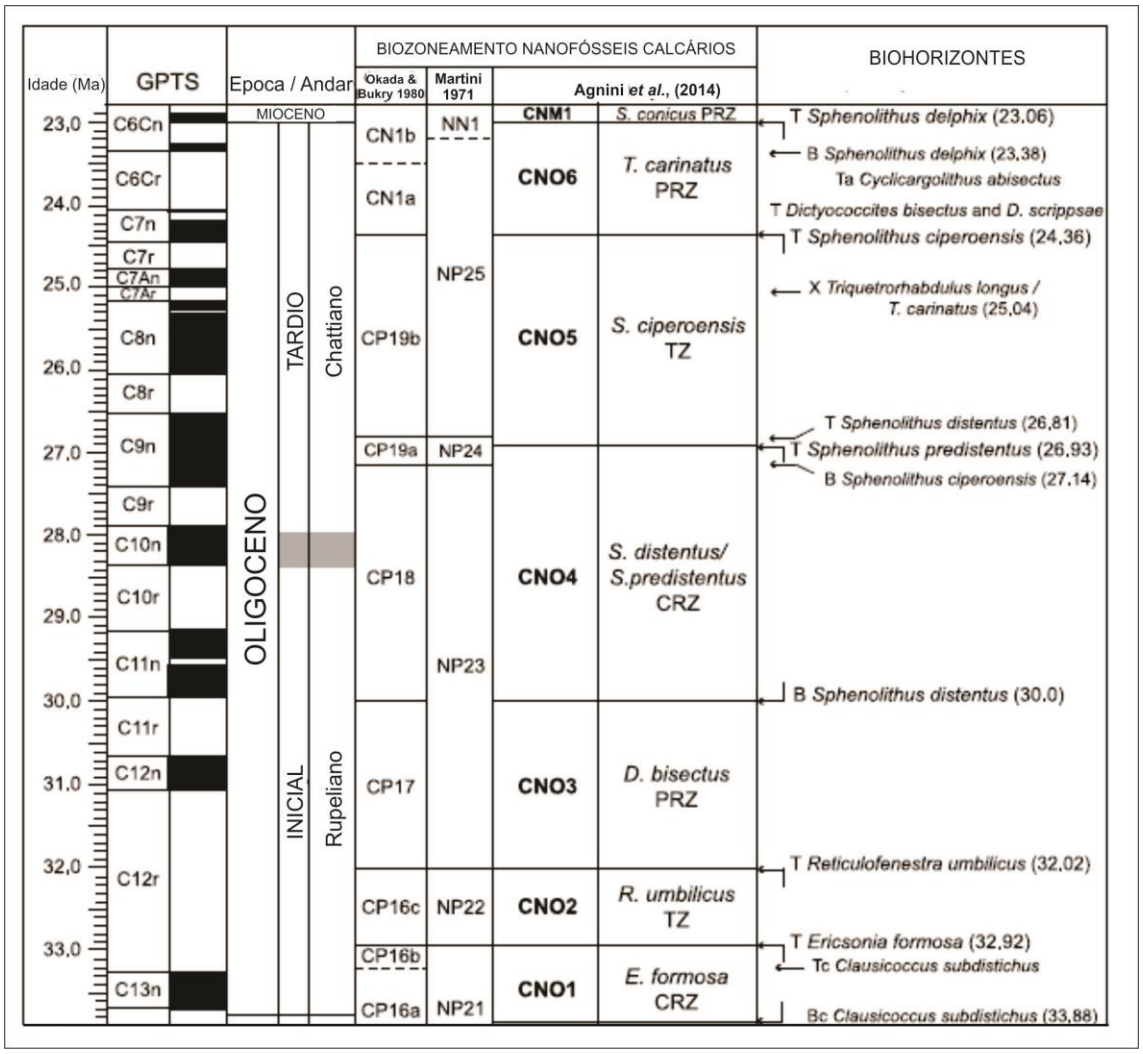
Fonte: Adaptado Agnini *et al.*, (2014).

Figura 16 - Arcabouço bioestratigráfico de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para o Eoceno



Fonte: Adaptado Agnini *et al.*, (2014).

Figura 17 - Arcabouço bioestratigráfico de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Agnini *et al*., (2014), para Oligoceno



Fonte: Adaptado de Agnini *et al*., (2014).

4.5 EVOLUÇÃO NO TEMPO

Os organismos que deram origem aos cocólitos surgiram após a considerável extinção de vários organismos registrados ao final dos tempos paleozóicos. Com a ausência destes espécimes e o planeta passando a um estado de *greenhouse*, ocorreram as condições propícias à proliferação generalizada de espécies de vários grupos de organismos (Houghton, 1991).

Perch-Nielsen (1985), postula que o surgimento dos nanofósseis deu-se na região do mar de Tétis, após um período de intensa precipitação de sal, ocorrido entre o Permiano e o Triássico. Deste modo, talvez a alta salinidade dos mares epicontinentais tetianos tivesse originado as condições ideais para que algumas algas unicelulares secretassem placas calcíticas.

Houghton (1991) comenta que as espécies *Prinsiosphaera triassica, Thoracosphaera geometrica, Schizosphaerella punctulata, Eoconusphaera zlambachensis,* e os primeiros cocólitos típicos (*Archaeozygodiscus koessensis* e *Crucirhabdus minutus*), seriam as primeiras espécies de nanofósseis registradas no Triassico.

O surgimento do nanoplâncton deve ter provocado profundas modificações no ecossistema terrestre, em face de capacidade de estes organismos terem a faculdade de precipitar carbonato de cálcio, fixando assim o gás CO_2 dissolvido nas águas dos mares. Com a constante deposição de cocosferas, a profundidade de CCCD deve também ter sido reduzida (Bown, 1992).

A nanoflora experimentou ampla diversidade após a extinção de algumas espécies no limite Triássico/Jurássico (Antunes & Melo, 2001). Neste período inicial, os nanofósseis colonizaram os mares de todo o mundo, sendo registrados por toda região do Tetis e adjacências (Bown 1992). Próximo ao final do Jurássico, observa-se um pequeno declínio do número de espécies. Este período de extinção é coincidente com a instabilidade tectônica da região tetiana, além de também ser caracterizado como uma época de regressões marinhas. Entretanto, do final do Jurássico ao inicio do Cretáceo observa-se nova especiação, que coincide com os primeiros registros de vasas de nanofósseis.

De modo geral, a especiação dos nanófosseis aumentou durante todo o Cretáceo, havendo em determinados momentos extinções significativas. O ápice da especiação parece ter sido atingido durante o Neo-Santoniano/Campaniano, quando o nível do mar se encontrava bastante elevado. Bown (1992) comenta que foi neste intervalo de tempo que os organismos produtores de nanólitos tiveram o maior grau de diversificação de toda história.

No final do Cretáceo, ocorre uma catástrofe, o choque do meteoro ao planeta Terra, causando a maior extinção registrada para toda a biota àquele Período, na qual, das 89 espécies de nanofósseis reconhecidas no Maastrichtiano, apenas 14 são observadas no inicio do Paleoceno. Apenas as espécies morfologicamente mais simples sobreviveram. Em contrapartida, aqueles taxa mais especializados, com arquitetura complexa e muitas ornamentações sucumbiram rapidamente. Com relação a este propósito, Aubry (1989), divide as espécies que ultrapassaram o limite Cretaceo/Paleogeno em três categorias distintas. Os cocólitos cretáceos *sensu strictu*, extinguiram-se rapidamente (algumas no início do Daniano) e não deixaram qualquer descendência para o Cenozóico. Espécies que ocorrem tanto em depósitos Mesozoicos quanto Cenozoicos, em geral, registram-se com freqüência bastante discreta, são chamados de sobreviventes; E por fim, existem mutações que se

processaram mais intensamente, propiciando a diversidade e expansão da nova nanoflora.

No Cenozóico, durante o Paleogeno, concentrações de formas oportunistas associadas a outras novas espécies, são registradas em quase todos os oceanos. A diversificação global do nanoplâncton voltou, de forma gradual, a se restabelecer até o Eoceno médio, onde se verifica um acentuado declínio ate o final do Oligoceno e voltando a diversificação no Mioceno, sendo que, na porção terminal desta época, houve um novo declínio. Segundo Bown *et al*. (1992), O comportamento da variação de número de espécies ao longo do Cenozóico tem correlação direta e marcante com as oscilações climáticas do planeta. Nota-se maior diversidade em épocas de clima mais quentes, diminuindo em épocas de climas mais frios.

Esta correlação direta poderia ser a melhor evidência de que o clima seria o principal fator de controle da evolução e diversidade do nanoplâncton nos oceanos. com os ciclos de expansão e declínio de nanofósseis durante o meso-Cenozóico, houve o surgimento e extinção de várias famílias. Mais detalhes sobre a evolução do nanoplâncton calcário podem ser vistos em Perch-Nielsen (1985); Aubry (1992); Bown (1998).

4.6 RELAÇÃO NANOFÓSSEIS E MÁXIMO TERMAL PALEOCENO EOCENO (MTPE)

Um dos principais problemas na interpretação do nanoplâncton durante o MTPE é que as condições e variáveis paleoambientais estavam mudando rapidamente e ao mesmo tempo, portanto, conseguir separar o impacto que cada uma destas variáveis causou na associação torna-se extremamente complicado (Self-Trail, 2012). A distribuição dos cocólitoforídeos é regida pela variação de temperatura, sendo muito influenciadas pelas características das águas superficiais, produtividade e mudanças climáticas (Zachos, 2001).

A ecologia do nanofósseis calcários é inferida a partir das suas distribuições paleogeográficas, logo, pode-se interpretar que as espécies tropicais são mais adaptadas às águas superficiais quentes, enquanto que as espécies de altas latitudes às águas frias. No que se refere às taxas de nutrientes, interpreta-se que as espécies costeiras são mais adaptadas às condições eutróficas, em contrapartida, as espécies de oceano profundo às condições oligotróficas. (Gibbs *et al*., 2006; Bown & Pearson, 2009).

Bralower (2002) relatou um profundo "*turnover*" durante o evento, possivelmente como resultado de um aquecimento e aumento oligotrófico na superfície marinha. Aumentos na abundância de espécies dos gêneros *Rhomboaster* e *Discoaster* em amostras do mesmo evento em diversas regiões foram relatos.(Cramer *et al.*, 2000; Monech *et al.*, 2000; Kahn & Aubry, 2004; Alves, 2007; Bown & Pearson, 2009; Jiang & Wise, 2009; Self-Trail, 2012; Agnini, 2016).

Tremolada & Bralower (2004), subdividiram o MTPE em uma porção inferior e outra superior com base nas assembléias de nanofósseis encontradas. A parte inferior foi caracterizada pela alta abundância de *Discoaster* spp. (principalmente com morfologia de roseta, como *D. multiradiatus* e *D. lenticularis*), *Ericsonia* spp. e *Fasciculithus* spp. interpretados como indicadores de águas superficiais quentes e provavelmente dominadas por condições oligotróficas (Wei & Wise, 1990; Aubry, 1992; Kelly *et al.*,1996; Bralower, 2002; Gibbs *et al.*, 2006; Bown & Pearson, 2009; Jiang & Wise, 2009; Agnini *et al*., 2016).

A parte superior é caracterizada pelo aumento da abundância de *Toweius* spp.e *Zygrhablithus bijugatus*, que provavelmente refletem condições mais eutróficas e frias. *Sphenolithus* spp. também apresentam notável aumento de abundância nesse intervalo, enquanto o gênero *Chiasmolithus* é raro ou ausente nesse mesmo período. Outro fator destacado é o surgimento, na parte inferior do MTPE, os denominados "taxa de excursão", são

identificados como as espécies que ocorreram pela primeira vez, logo após o início da EIC, e depois declinaram rapidamente quando as condições oceânicas normais foram retomadas, destacam-se *B. supremus*, *C. bownii*, espécies de *Discoaster* assimétricos (*D. araneus*, *D. anartios*, *D. falcatus* e *D. okadai*) e *Rhomboaster* spp. que podem indicar novas espécies e associações, devido as mudanças paleoceanográficas durante o MTPE. (Aubry, 2001; Bralower, 2002; Gibbs *et al.*, 2006; Bown & Pearson, 2009; Jiang & Wise, 2009; Agnini *et al*., 2016).

Os eventos relacionados aos nanofósseis calcários apresentam diferentes respostas conforme o padrão de variação na abundância, no início da EIC, envolvendo diferentes espécies em diferentes regiões, ao contrário dos foraminíferos e dinoflagelados, que apresentam eventos associados a EIC de maneira uniforme ao redor do planeta (Aubry, 2001; Bralower, 2002; Crouch, 2003; Kahn & Aubry, 2004, Gibbs *et al.*, 2006; Bown & Pearson, 2009; Jiang & Wise, 2009; Agnini *et al*., 2016).

No entanto, no que se refere aos nanofósseis calcários, apesar de responderem de diferentes formas em regiões distintas no planeta, é possível correlacionar os eventos bioestratigráficos dos mesmos com as informações obtidas no intervalo de MTPE. Dados isotópicos podem auxiliar na detecção dos limites do MTPE e estabelecer uma melhor e mais ampla correlação entre os eventos paleoecológicos/paleoceanográficos e bioestratigráficos regionais e assim aplicá-las num contexto global (Tremolada & Bralower, 2004, Raffi *et al.*, 2005, Agnini *et al.*,2006, Bown & Pearson, 2009; Toffanin *et al*., 2013).

Desta maneira, pode-se observar a existência de padrões de resposta do nanoplancton, em escala global, tais como, *Discoaster*es assimétricos tendem a se restringir ao MTPE e são, por esse motivo, denominados de "táxons de excursão". Mais especificamente, a ocorrência de *Discoaster araneus* e *Discoaster anartios* são restritas ao MTPE, em sua maioria, na biozona NP9b (Aubry *et al.*, 2001, Monechi *et al*, 2000; Bralower, 2002; Hollis *et al.*, 2005, Agnini *et al.*, 2006).

Pode-se mencionar também, a P.O. de *Rhomboaster* spp. subdividindo a biozona CP8 em CP8a e CP8b (Okada & Bukry, 1980) ou NP9 (Martini, 1971) em NP9a e NP9b. Assim como, a P.O. da associação *Rhomboaster*/*Discoaster* na base de NP9b, juntamente com a base da excursão de δ13C, definindo o limite Paleoceno-Eoceno (Raffi *et al.*, 2005; Hollis *et al.*, 2005).

Seguido da U.O. de *Fasciculithus* spp. na base do Eoceno, com o limite Paleoceno/Eoceno correlacionado a uma razão, inversamente proporcional entre o

Zygrhablithus bijugatus e *Fasciculithus* spp. Diante disso, a P.O. de *Tribrachiatus* spp. é reconhecida após o re-estabelecimento das condições ambientais anteriores ao evento MTPE (Raffi *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2006; Self-Trail, 2012; Toffanin *et al*., 2013).

Podemos citar ainda, alguns dos táxons mais representativos, presentes no intervalo MTPE, e suas diferentes respostas e afinidades conforme as variações das paleolatitudes e disponibilidade de nutrientes (Tabela 4).

Atualmente, *C. pelagicus* é abundante nas massas de água frias subpolares do Atlântico Norte com temperaturas entre 2° e 12 °C (Haq & Lohmann, 1976; Okada & McIntyre, 1979; Holmes *et al*., 2004). Entretanto, no Paleoceno *C. pelagicus* tem sido considerado comum em clima quente (Wei & Wise, 1990a; Wei & Wise, 1990b) ou temperado (Villa *et al*., 2008) e interpretado como oligotrófico (Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004) e/ou espécies mesotróficas (Agnini *et al*., 2007b) e/ou eutróficas (Cachao & Moita, 2000). Caracterizado por afinidade com locais equatoriais de baixa latitude (Okada & Honjo, 1973; Mutterlose *et al*., 2007) e era incomum em altas latitudes (Haq & Lohmann, 1976).

O *Z. bijugatus* é um holocólito, e como tal é facilmente afetado pela dissolução, normalmente não é preservado em locais de águas profundas. (Roth & Thierstein, 1972; Wind & Wise, 1978; Jiang & Wise, 2009). Apesar de não ser tão delicado como os demais holococólitos, o *Z. bijugatus* é relativamente propenso a ser dissolvido devido à sua estrutura cristalina. (Kahn & Aubry, 2004; Gibbs *et al*., 2006).

Atualmente, existe uma divergência a respeito dos principais fatores que controlam a abundância do *Z. bijugatus* durante o Paleógeno. Este táxon tem sido interpretado tanto como característico de águas superficiais quentes (Bralower, 2002; Kahn & Aubry, 2004; Gibbs *et al*., 2006) ou águas superficiais frias (Tremolada & Bralower, 2004) e possuem preferência por condições eutróficas (Tremolada & Bralower, 2004) ou condições oligotróficas (Wei & Wise, 1990b;. Bralower, 2002; Kahn & Aubry, 2004; Agnini *et al*., 2006).

O grupo da *R. umbilicus* (*R. umbilicus*, *R. hillae*, e *R. dictyoda*) tem sido considerado comum em clima temperado (Wei & Wise, 1990b; Persico & Villa, 2004; Villa *et al*., 2008), quente e oligotrófico-mesotrófico (Aubry, 1992) e quente e mesotrófico (Monechi *et al*., 2000).

Chiasmolithus spp. é um gênero controlado principalmente pela temperatura, mas a forte semelhança entre este táxon e o grupo *R. umbilicus* sugere uma dependência de outros fatores ecológicos, o que pode estar relacionado a uma preferência similar por condições eutróficas. A preferência paleoecológica do grupo *R. umbilicus* por águas temperadas está bem estabelecida (Wei & Wise, 1990b; Persico & Villa, 2004; Villa *et al*., 2008).

Agnini *et al*. (2014) sugeriu o topo do *Fasciculithus richardii* referente a base do Eoceno inferior e o topo do *Fasciculithus tympaniformis* como a base da zona CNE2. A sobrevivência do *Fasciculithus* spp. após o fim do MTPE e a sua persistência em pequena abundância durante um curto período de tempo, em ambientes quentes e pobres em nutrientes são evidentes em muitas secções (Galeotti *et al*., 2000; Monechi *et al*, 2000; Brallower, 2002; Angori *et al*., 2007; Raffi *et al*., 2009; Gomez *et al*,. 2016), sugerindo que a extinção evolutiva deste táxon não foi diretamente ligado ao MTPE, embora o seu efeito tenha sido realmente significativo.

Os *Sphenolithus* têm sido considerados quentes e oligotróficos (Bralower, 2002; Gibbs *et al*., 2006; Villa *et al*., 2008), mas vários estudos apontaram recentemente espécies dependentes da disponibilidade de nutrientes (Agnini *et al*., 2006; Dunkley Jones *et al*., 2008; Gibbs *et al*., 2006). Ao contrário do *Discoaster* spp., a distribuição de *Sphenolithus* spp e *C. formosus* poderia sugerir uma preferência ou uma melhor tolerância em relação às águas enriquecidas em nutrientes (Agnini *et al*., 2006; Dunkley Jones *et al*., 2008; Agnini *et al*., 2016).

Toweius spp. favoreceu condições mais mesotróficas a eutróficas, considerado por alguns como um generalista com ampla tolerância tanto à temperatura como à fertilidade e parece ser comum na maioria das latitudes. (Bralower, 2002; Jiang & Wise, 2006; Aubry *et al*., 2007; Bown & Pearson, 2009; Self-Trail *et al*., 2012). Espécies individuais de *Toweius*, no entanto, poderiam ter tido afinidades paleoambientais diferentes daquelas sugerido para todo o gênero. De acordo com Self-Trail *et al*. (2012) *T. pertusus* pode ter tolerado grandes variações de temperatura e fornecimento de nutrientes, enquanto o *T. eminens* tem afinidade em águas superfíciais frias e *T. callosus* são mais tolerantes ao calor.

5 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

5.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que apresentam o mesmo número atômico (n° de prótons Z) com diferentes números de nêutrons (N), acarretando em diferentes números de massa atômica (A), visto que a massa atômica é dada pela soma entre o número de prótons e nêutrons presente no núcleo atômico. Esta variação, não altera as propriedades químicas dos isótopos, visto que saõ determinadas pelo número atômico do elemento. No entanto, o número de massa diferente entre os isotópos implica em diferentes propriedades físicas dos elementos (densidade, ponto de fusão, pressão de vapor) uma vez que estas dependem da massa do isótopo (Hoefs, 1987).

Em relação à estabilidade, os isótopos estáveis apresentam configurações que não se alteram ao longo do tempo, isto é, a massa atômica não é alterada por processos de decaimento radioativos, por emissão de energia ou partículas subatômicas (Martinelli *et al.*, 2009). Na natureza é observado a presença de um isótopo dominante "leve" (por exemplo, ^{12}C e ^{16}O) e um ou mais isótopos "pesados" (por exemplo, ^{13}C e ^{18}O), com abundância natural menor que 1% (Hoefs, 2004).

Em decorrência das diferenças físico-químicas entre o isótopos, pode ocorrer a separação parcial entre tipos mais leves e os mais pesados, sendo este processo de separação denominado fracionamento isotópico. Os principais fenômenos que causam o fracionamento isotópico são: os processos cinéticos, as trocas isotópicas, a difusão e processos biológicos, tais como, a fotossíntese.

Especificamente para a área de micropaleontologia, as relações isotópicas do oxigênio e do carbono têm sido as mais investigadas, uma vez que grande parte dos sedimentos e dos microfósseis apresentam composição carbonática e são constituído em quantidades expressivas por estes elementos químicos. Assim, as concentrações isotópicas observadas refletem aspectos do meio em que foram formados. Contudo, é necessário que o material estudado encontre-se bem preservado e não tenha sido submetido a processos de forte dissolução e/ou diagênese, caso contrário, os resultados podem ser mascarados.

Nas análises em rocha total desenvolvidas neste trabalho (isótopos de carbono e oxigênio) dois fatores principais foram levados em consideração e analisados para não mascarar o resultado final desta análise, tudo isto devido a fatores que tem influência direta no

comportamento da curva isotópica. O efeito vital decorrente da influência dos efeitos metabólicos de muitas espécies sobre a precipitação do carbonato e a diagênese, devido a captura do ^{16}O e assim tornar a razão $\delta^{18}O$ mais negativa.

Geoquímica dos Isótopos de Carbono e Oxigênio

O parâmetro usado no estudo da geoquímica dos isótopos é o valor delta (δ), comparação relativa do valor da razão isotópica medida com o valor obtido em um material de referência. Os valores das razões isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ permitem inferências de parâmetros como temperatura da água, salinidade, produtividade e disponibilidade de nutrientes resultando em reconstruções paleoambientais, estratigrafia isotópica, detecção de períodos de anoxia, glaciações e muitos outros eventos que estão registrados nas rochas ou de forma indireta nas carapaças de foraminíferos e/ou ostracodes. (Rodrigues, 2013).

A separação (fracionamento isotópico) dos elementos ^{12}C e ^{13}C, na natureza, é bastante complexa e se encontra intimamente relacionada ao ciclo do carbono, que passa necessariamente pelo metabolismo dos seres vivos. Os valores das razões do $\delta^{13}C$ em carbonatos marinhos e carapaças carbonáticas refletem uma combinação de produtividade oceânica, circulação do oceano e conteúdo relativo do carbono contido no carbonato, enquanto os valores das razões de $\delta^{13}C$ na matéria orgânica refletem a produtividade no oceano, o CO_2 na superfície da água e a proveniência continental do material (Maslin & Swann 2006).

Os carbonatos de ambientes marinhos terão valores da razão $\delta^{13}C$ mais positivos (ricos em ^{13}C) em períodos de alta produtividade orgânica e de temperaturas amenas. Nos episódios de transgressões marinhas e inundações de extensas plataformas carbonáticas, ocorrem as melhores condições de preservação da matéria orgânica (rica em ^{12}C) retida em camadas ou lentes de folhelhos entre carbonatos. Desta forma, durante períodos de anoxia são depositados folhelhos de ambientes marinhos com valores da razão de $\delta^{13}C$ mais negativos. Este empobrecimento se deve à alta concentração de ^{12}C no ambiente. Os valores de $\delta^{13}C$ em carapaças carbonáticas permitem rastrear a paleocirculação de águas profundas, o que é feito com a comparação de amostras de diferentes locais, com a mesma paleoprofundidade, reconstruindo o caminho percorrido pelas águas. Permitem também identificar eventos anóxicos e hipóxicos de águas de fundo (Hoefs, 2004).

Já para o caso dos isótopos de oxigênio, os valores da razão $\delta^{18}O$ dos oceanos são afetados principalmente pela temperatura, salinidade e pela composição isotópica da água (Wefer *et al*.

1999). Assim, respondem às flutuações de temperatura global do planeta, que em última instância determinam o volume de gelo nos pólos, e podem ser considerados rastreadores de glaciações ou períodos de tempos frios.

Os carbonatos precipitados na água do mar durante períodos glaciais têm o valor da razão $\delta^{18}O$ mais positivo do que aqueles encontrados na época de baixos volumes de gelo. Os carbonatos precipitados em águas hipersalinas geralmente têm como resultado um valor da razão $\delta^{18}O$ mais negativa, pois os carbonatos precipitados em água morna ircoporam mais ^{16}O e menos ^{18}O que aqueles precipitados em água fria. Além da temperatura e da composição isotópica da água do mar, fatores como a concentração do íon carbonato, a atividade fotossintética de algas simbiontes e o pH da água também podem alterar a composição do valor da razão $\delta^{18}O$ de carapaças (Hoefs, 2004).

O Máximo Termal Paleoceno Eoceno foi um período extremamente quente, onde não havia calotas de gelo. Assim, os valores de razão $\delta^{18}O$ obtidos deverão indicar variações de temperaturas entre águas quentes e amenas. Existe uma excelente correlação entre estimativas de paleotemperatura da água e estimativas da salinidade em cada bacia oceânica, sendo que altas salinidades estão relacionadas com altas temperaturas, e vice-versa. Isto ocorre porque altas temperaturas favorecem a evaporação, enquanto o vapor da atmosfera condensa em regiões frias (Wefer *et al*., 1999).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 AQUISIÇÃO DAS AMOSTRAS

O material investigado foi previamente selecionado através do acervo disponível na litoteca do DSDP (*Deep Sea Drilling Project)*, referente ao *Leg* 39 *Site* 354 e do ODP (*Ocean Drilling Program)*, referente ao *Leg* 154, *Site* 929E. Após a solicitação ao repositório, as amostras foram enviadas ao Laboratório de Biossedimentologia e Nanofósseis Calcários da rede LAGESED (Laboratório de Geologia Sedimentar), no Instituto de Geociências (IGeo/CCMN) da Universidade Federal do Rio de Janeiro. A amostragem foi realizada com uma resolução de 1 a 3 amostras por *core* e um total de 55 amostras foram processadas para posterior confecção de lâminas seguido da investigação sob microscópio.

Os poços e suas profundidades foram selecionados para execução desse projeto de doutorado e foram definidos de modo que fosse possível obter amostras de todo o Paleogeno ao longo da margem equatorial brasileira. Desta forma, pôde-se correlacionar os eventos e observar a variação paleoclimáticas muito frequente em todo o período.

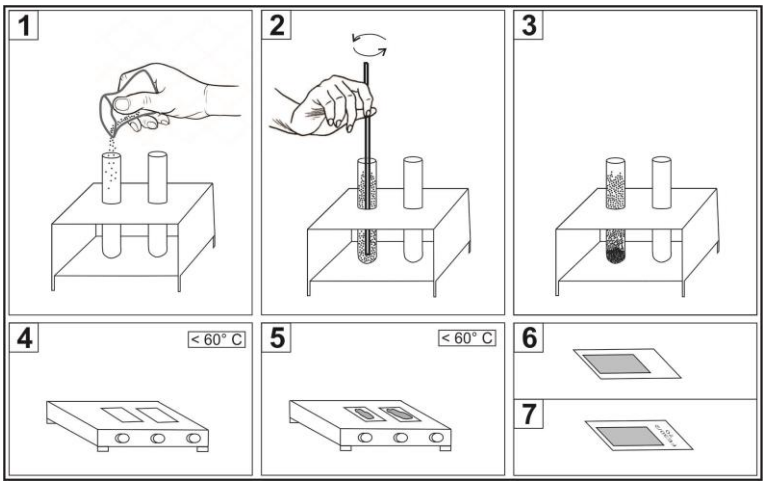
6.2 PREPARAÇÃO E ANÁLISE

Para a confecção das lâminas as amostras selecionadas foram processadas no Laboratório de Preparação de Microfósseis do Instituto de Geociências (IGEO), localizado na Universidade Federal do Rio de Janeiro, de acordo com o método descrito por Antunes (1997), reproduzido abaixo (Figuras 18 e 19):

1) Coloca-se cerca de 1 grama de sedimento, previamente moído no tubo de ensaio;
2) Adiciona-se um pouco de água destilada no tubo e, com o auxilio da haste de vidro desagrega-se totalmente o sedimento. Após a total desagregação, coloca-se mais água no tubo e homogeneíza-se a suspensão solução novamente;
3) Deixa-se em repouso por cerca de 7 minutos;
4) Coloca-se a lamínula sobre a placa aquecedora, previamente ligada. (Temperatura máxima de 60º C);
5) Colocam-se duas a três gotas da suspensão sobre lamínula. Em seguida, espalham-se gotas de água destilada sobre a lamínula;
6) Esperar até que a suspensão em solução seque totalmente;

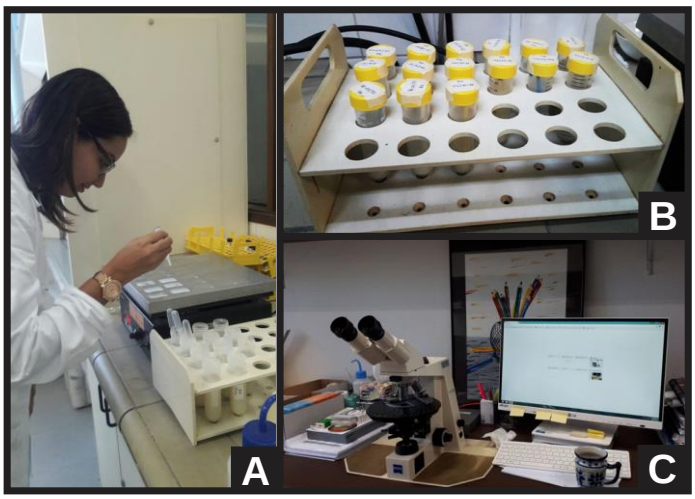
7) Colar a lamínula (seca) sobre a lâmina, com Bálsamo do Canadá, Entelam ou Northland, (esta última foi a cola utilizada neste trabalho), na placa aquecedora.
8) Em seguida, coloca-se o conjunto (lamínula mais lâmina), sob a ação de raios ultra-violeta, para completa secagem e adesão do mesmo.

Figura 18 - Etapas ilustrando a preparação das lâminas de nanofósseis calcários



Fonte: Modificado de Antunes (1997).

Figura 19 - Etapas de confecção das lâminas de nanofósseis. A - Preparação das lâminas com a solução. B- Tubos com suspensão solução em descanso. C - Suporte, em laboratório, para a identificação e descrição das amostras processadas já preparadas



Fonte: O autor, 2020.

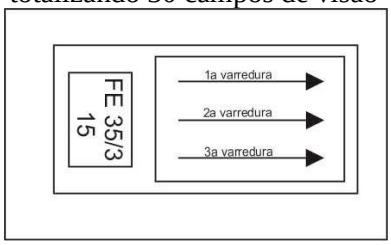
Após a etapa de processamento, para a identificação das lâminas foi utilizada a infraestrutura do laboratório de biossedimento e nanofósseis calcários do Instituto de Geociências da UFRJ. O conteúdo de nanofósseis de cada lâmina foi investigado e descrito

com o auxílio de um Microscópio Óptico *Zeiss Axion Vision* com sistema de polarização. Certos exemplares têm melhor visualização com os nicóis em paralelo. Outros, por sua vez, são observados mais apropriadamente com os nicóis cruzados (90 graus). As observações foram realizadas com a objetiva de 100x e oculares de 10x e 16x.

Fotografias digitais de exemplares das principais espécies foram tomadas com a câmara acoplada ao microscópio e conectada a um computador, com o auxílio do AxionVision. Além disso, o mencionado programa permite mensurar os exemplares fotografados. Estas fotografias podem ser vistas nas estampas 1 a 15. Para as análises qualitativas foram feitas descrições sistemáticas das espécies identificadas, estas descrições integram parte do Capítulo 7.

Para cada lâmina analisada, observaram-se um total de trinta campos de visão, em três transversais (Figura 20), as espécies identificadas foram descritas e contabilizadas (Figuras 47, 48, 49, 50, 51 e 52). A partir dos dados adquiridos, pode-se relacionar à riqueza específica e à abundância que foram balizadas em função da profundidade das amostras (Tabela 3).

Figura 20 - Lamina para leitura e descrição dos nanofósseis calcário. Mostra as sequência da leitura em cada lâmina nas tres transversais, iniciando da esquerda para a direita e de cima para baixo, totalizando 30 campos de visão



Fonte: O autor, 2020.

As observações quantitativas relacionam-se à riqueza específica (RE - número de táxons registrados) enquanto que a abundância expressa o número total de exemplares de nanofósseis contados em trinta campos de visão, escolhidos aleatoriamente, ao longo das três transversais de cada lâmina (abundância em 30 campos de visão = AB30CV). Foram obtidos também, os valores de frequência (F%), ou seja, o percentual de exemplares de cada espécie para cada profundidade amostrada, onde são consideradas espécies raras valores inferiores a 2%.

Gráficos que demonstram o comportamento dos nanofósseis de acordo com as profundidades amostradas foram elaborados, servindo de base para a detecção de tendências paleoecológicas (Figuras 42, 43 e 44).

A partir da classificação quanto à preservação dos nanofósseis calcários, pode-se interpretar o estado geral da associação: se composta principalmente por exemplares quebrados ou inteiros, se apresentam ou não evidências de dissolução, entre outros aspectos.

Para tanto, a preservação pode ser dividade em três classes:

- Preservação Boa (B) - Exemplares em bom estado de preservação onde é possível visualizar estruturas delicadas, independente do tamanho dos espécimes.
- Preservação Moderada (M) - Exemplares maiores podem estar bem preservados, quebrados ou ainda com sinais de dissolução. Espécimes menores (≤ 5 μm) são de difícil identificação porque encontram-se, em sua maioria, quebrados.
- Preservação Ruim (R) - Grande maioria dos exemplares, independente do tamanho, encontram-se quebrados ou com sinais de dissolução, tornando-se de difícil identificação.

O estado de preservação dos exemplares, associados aos fatores quantitativos, também podem fornecer indicações sobre as condições ambientais enquanto a sedimentação ocorria ou sobre as condições diagenéticas atuantes, após a deposição.

Tabela 3 - Classificação das amostras a partir da riqueza específica e preservação

AMOSTRA	EXEMPLARES (30 Campos de Visão)
Pobre	0 - 120
Comum	121 - 600
Abundante	601 - 1200
Muito Abundante	> 1200

SIGLA	PRESERVAÇÃO
R	Ruim
M	Moderada
B	Boa

Fonte O autor, 2020.

Todas as informações obtidas foram arquivadas. Posteriormente foi construída uma listagem congregando todas as informações adquiridas com a análise das amostras e foi elaborada a Tabela de Distribuição Estratigráfica das Espécies (Figuras 47 e 50), um dos principais objetivos deste trabalho. A partir da distribuição estratigráfica das espécies, a seção investigada foi zoneada bioestratigraficamente e, posteriormente, intervalos cronoestratigráficos foram identificados.

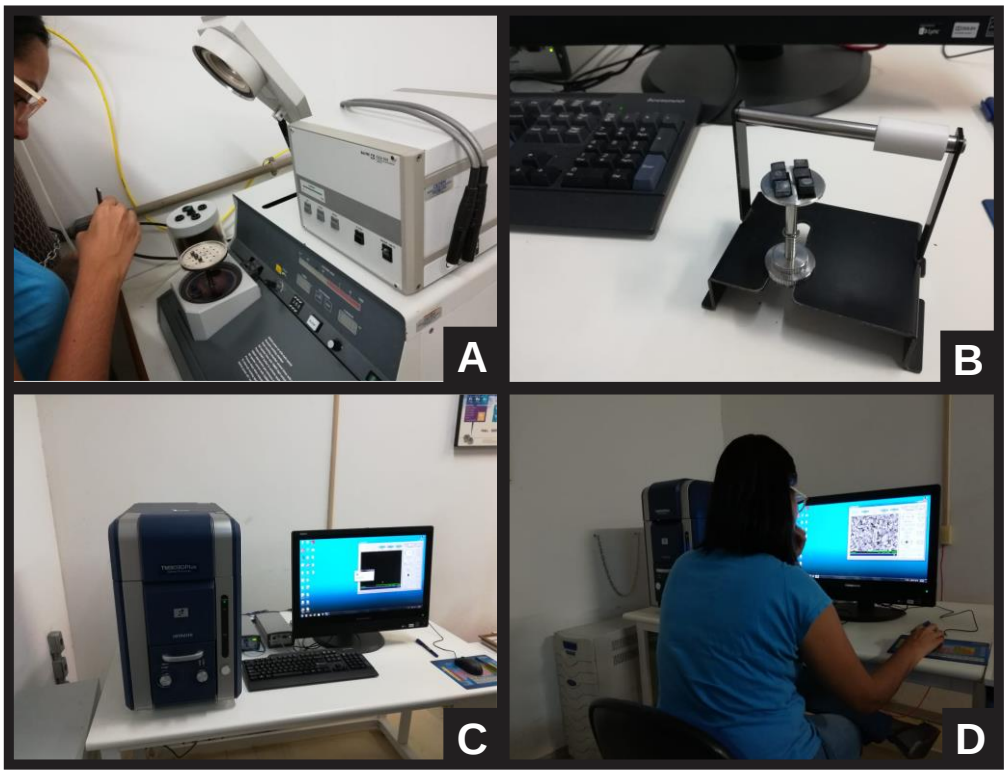
Para tanto, foram utilizados os zoneamentos internacionais de Martini (1971), que codifica as biozonas com a abreviatura "NP" (Nannoplankton Paleogene) ordenando-as em uma série progressiva, iniciando no Paleoceno até o Oligoceno, e Okada & Bukry (1981), uma

codificação adicional, utilizando o código "CP" (Coccoliths Paleogene) para a identificação das biozonas, seguido por um número progressivo acompanhado das letras a, b ou c para a identificação das subzonas. Estes dois biozoneamentos são baseados em trabalhos pioneiros de Hay *et al*. (1967), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970, 1973), Roth *et al.* (1970) e Bukry (1973).

6.3 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Para esta etapa, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório Multiusuário de Caracterização Tecnológica (LMCT) que contém o microscópio eletrônico de varredura (MEV) Hitach TM3030Plus do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), para a preparação e análise das amostras. Caracterizado por um sistema de baixo vácuo e detector de alta sensibilidade, o que permite uma rápida observação da imagem. Para tanto, foram preparadas quinze amostras, a partir de suas soluções adquiridos na primeira etapa de preparação das lâminas. Uma gota de cada solução foi evaporada à 65ºC em bases de carbono e os precipitados foram recobertos com prata e posicionados em *stubs* (Figura 21). As estampas 16 e 17 demonstram alguns dos exemplares registrados neste procedimento.

Figura 21 - Etapas de preparação e manuseio no microscópio eletrônico de varredura. A - Amostras revestidas com prata. B - *Stub* com as amostras. C - MEV TM30303 Plus. D - Aquisição das imagens através do MEV, localizado no CETEM



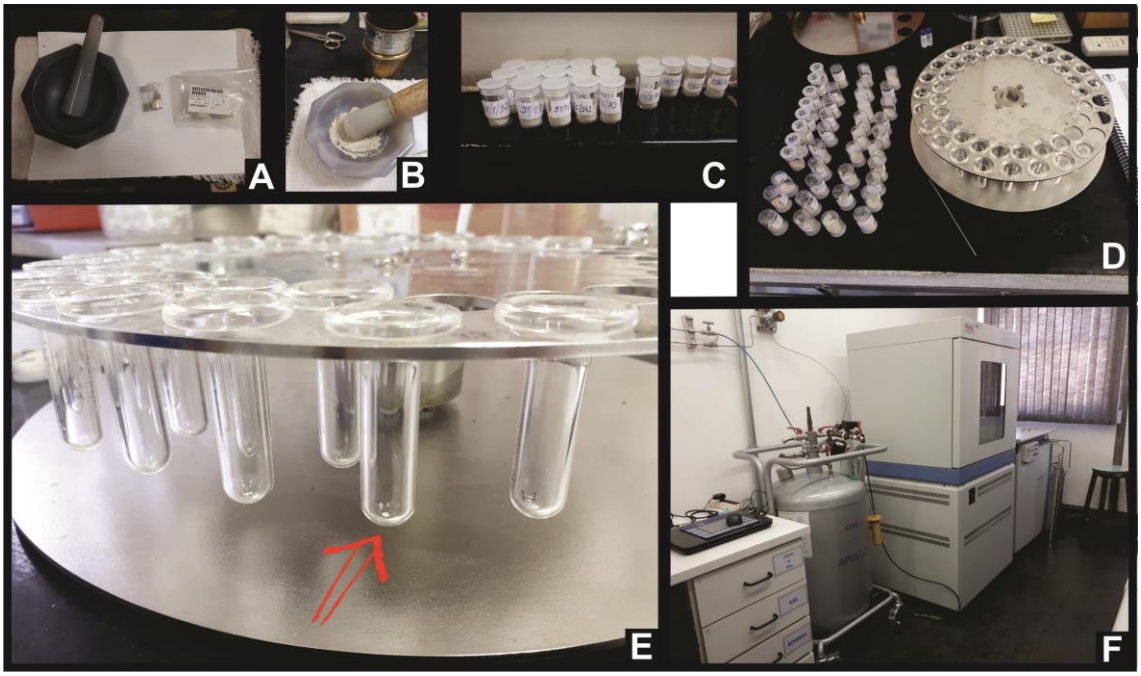
Fonte: O autor, 2020.

6.4 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS - ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A preparação das amostras foi realizada junto ao Departamento de Geologia Aplicada, fazendo uso do Laboratório de Geologia de Processamento de Amostras (LGPA), na Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). Enquanto que a análise geoquímica de Isótopos Estáveis ($^{13}C/^{12}C$ e $^{18}O/^{16}O$) foi realizada através do espectrômetro de massa Thermo Delta V Advantage, utilizando o dispositivo Kiel IV Carbonate no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Faculdade de Geologia da UERJ, Rio de Janeiro.

Foram analisadas 158 amostras apenas do *Site* 929E, que compreende ao intervalo de 330 metros, referente ao Paleogeno. Não foram feitas análises nas amostras do site 354, devido o espaçamento irregular entre as amostras, por conta da não recuperação de parte dos sedimentos desse testemunhos. As amostras escolhidas foram pesadas, pulverizadas em um almofariz de ágata e passadas em uma peneira de 80 meshs. O sedimento mais fino foi utilizado. Uma pequena fração deste sedimento foi selecionada e inserida em pequenos tubos de vidro que foram introduzidos no equipamento (Figura 22).

Figura 22 - Preparação das amostras para análise isotópica. A - Almofariz de ágata e a amostra. B – Masserando a amostra. C - Amostras após peneiramento. D - Bandeja com sedimentos mais finos. E - Fração da amostra utilizada para a análise. F - Equipamento utilizado para a análise isotópica



Fonte: O autor, 2020.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 TAXONOMIA

Neste subcapítulo objetiva-se discorrer a respeito das características de cada espécie, tais como, morfologia, tamanho e comportamento do táxon em cada um dos poços estudados. Neste trabalho, foram identificadas e descritas 174 espécies, petencentes a 45 gêneros agrupados em 17 famílias. Exemplares das principais espécies podem ser vistos nas estampas de 1 a 17.

A respeito da classificação taxonômica dos nanofósseis calcários, a proposta apresentada por Bown & Young (1997) é amplamente difundida na literatura, sendo extensivamente utilizada e aplicada ao longo dos diversos estudos relacionados à sistemática deste grupo. Entretanto, como os autores deixam explícito, trata-se de uma proposta sujeita a revisão. Assim, no presente estudo a mesma foi adotada, ainda no que se refere aos aspectos taxonômicos, algumas observações de trabalhos de Perch-Nielsen (1985), Aubry (1990), Bown (1998), Bown (2005a) e o Nannotax também foram seguidas. A organização adotada seguiu a sistemática e critérios taxonômicos propostos pelo modelo de Young & Bown (1997), utilizando os seguintes táxons: Reino, Filo, Classe, Ordem, Família, Gênero e Espécie.

A definição dos termos morfológicos pode ser vistos no anexo I e no endereço eletrônico http://ina.tmsoc.org, da International Nannoplankton Association (INA).

Neste trabalho, foram adotados os termos:

- Descrição: Refere-se a caracterização, morfologia e dimensões das espécies descritas nas literaturas de referência.
- Amplitude Estratigráfica: Trata-se do intervalo cronobioestratigráfico reconhecido na literatura e nos biozoneamentos de referência.
- Observações: Refere-se a toda e qualquer característica reconhecida nas espécies do material estudado. Observa-se a morfologia, dimensões, preservação, fatores diagenéticos, variações quanto a abundância, entre outros.
- Biozoneamento: Indica as biozonas, as quais, a espécie foi identificada nos poços estudados.

REINO CHROMISTA Cavalier–Smith, 1981

FILO HAPTOPHYTA Edvardsen & Eikrem em Edvardsen *et al.*, 2000

CLASSE COCCOLITHOPHYCEAE Rothmaler, 1951

SUBCLASSE PRYMNESIOPHYCIDAE Cavalier–Smith, 1986

Heterococólitos

Ordem **EIFFELLITHALES** Rood, Hay & Barnard, 1971

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

Gênero: ***Jakubowskia*** Varol, 1989

Murolito elíptico com borda estreita e área central ampla e vazia.

Jakubowskia leoniae Varol, 1989

(Estampa 1, Figura 1)

1989 *Jakubowskia leoniae* Varol, p. 273, est 1, figs 1-3.

Descrição: Murolito elíptico com borda estreita e área central vazia. Boa birrefringência. Os espécimes observados apresentam dimensões que variam entre 8 a 12 µm.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno Superior - Eoceno Inferior (Varol, 1989).

Observações: Exemplares de fácil identificação, bem preservados e inteiros ao longo do poço. Espécie encontrada apenas no *Site* 929E.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971); CP8b e CP9a (Okada & Bukry, 1980).

Gênero ***Zeugrhabdotus*** Reinhardt, 1965

Murolito com área central preenchida por uma barra transversal. O tamanho da borda interna do cocólito é variável. Por vezes, notam-se barras laterais, a depender do tipo de preservação do exemplar.

Zeugrhabdotus sigmoides Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 1, Figuras 2, 3)

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

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

1997 *Zeugrhabdotus sigmoides* (Bramlette & Sullivan) Romein. Bown & Young, p. 21, est. 11, figs 7-10.

Descrição: Este nanofóssil apresenta forma oval, com borda relativamente estreita e birrefringência que varia de baixa a média. Possui uma ampla área central compreendida por uma barra que se estreita em ambas as extremidades, esta barra encontra-se em paralelo ao menor diâmetro do cocólito e sua cor de interferência é mais elevada que a da margem. Normalmente o seu tamanho é grande, variando de 8 a 10 micras, porém alguns exemplares vistos neste trabalho apresentaram um tamanho menor.

Segundo Bramlette & Sullivan (1961) apresenta uma borda curta e com relevo baixo. Possui uma placa basal e se estende a partir das bordas uma barra transversal. Disco interno brilhante em XPL.

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

Observações: no *Site* 929E podem ser vistos exemplares que possuem um tamanho menor do que o indicado na literatura, variando de 6 a 8 µm.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971); CP8b e CP9a (Okada & Bukry, 1980).

Gênero ***Neocrepidolithus*** Romein, 1979

Caracterizado por possuir uma borda alta e grossa com uma área central estreita, ou quase fechada.

Neocrepidolithus grandiculus Bown, 2005a

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

Descrição: Murolito com borda larga e uma estreita área central. A largura da área central é variável, porém, pode ser mais ou menos estreita ou até mesmo fechada. A sua birrefringência pode variar de média a alta. Podem ser encontrados exemplares com tamanho de 5 a 6 µm.

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

Observações: Foram descritos ao longo do *Site* 929E. Sua birrefringência e sua área central bastante estreita chamam a atenção.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971); CP8b e CP9a (Okada & Bukry, 1980).

Ordem **ZYGODISCALES** Young & Bown, 1997.

Família **HELICOSPHAERACEAE** Black, 1971.

Gênero ***Helicosphaera*** Kamptner, 1954

Cocólitos com bordas helicoidais, contornos elípticos e geralmente com um flange, com dimensões variadas. Elas podem ter uma área central vazia, completamente preenchida ou com uma barra central. Quando as aberturas formadas pela barra e as bordas internas da área central são diminutas, são chamadas de poros ou perfurações (Theodoridis, 1984).

Perch-Nielsen (1985) apresenta um quadro para a diferenciação das várias espécies, com ênfase nas ornamentações perceptíveis ao MO e comenta a importância de algumas espécies como marcadores estratigráficos, enquanto Aubry (1990) discorre a respeito da diferenciação da morfologia, gênero e espécies.

Helicosphaera bramlettei Müller, 1970

(Estampa 1, Figuras 4a, 4b)

1970 *Helicosphaera bramlettei* Müller, p. 114, est. 5, figs 4-6.

1975 *Helicosphaera bramlettei* (Müller) Jafar & Martini, p. 107, est. 5, figs 6-7.

Descrição: *Helicosphaera* elíptica com área central relativamente ampla, preenchida por uma barra oblíqua e larga. A barra não preenche completamente a parte interna. Por vezes, demonstra um dos flanges mais desenvolvido.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Esta *Helicosphaera* pode ser observada tanto no *Site* 354, quanto no *Site* 929E, com moderada preservação em ambos os casos, e com tamanhos variados, entre 8 e 12 µm. Os exemplares são raros a comum.

Biozoneamento: NP14 a NP21 (Martini, 1971); CP12a a CP16a/b (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera clarissima Bown, 2005

(Estampa 1, Figuras 5a, 5b)

2005 *Helicosphaera clarissima* Bown, p. 60, est. 11, figs 26-35.

Descrição: Grande, elíptica a amendoada, esta *Helicosphaera* é caracterizada por ter uma birrefringência bem definida em XPL e uma área central compreendida por uma barra ampla, oblíqua e também bastante birrefringente.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown, 2005).

Observações: Nota-se em ambos os poços, porém mais frequente no *Site* 929E, do que no *Site* 354. Suas dimensões variam de 7 a 11 µm.

Biozoneamento: NP17 a NP20 (Martini, 1971); CP14b a CP15 (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampa 1, Figuras 6a, 6b)

1967 *Helicosphaera compacta* Bramlette & Wilcoxon, p. 105, est.6, figs 5-8.

2005 *Helicosphaera compacta* Bown, p. 60, est. 11, figs 16-25.

Descrição: Elíptica, grande com flange bem definido e birrefringente em XPL. A área central estreita compreendida por uma barra contínua, sem sutura. Possui dimensões entre 10 a 15 µm.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Descrito em ambos os poços, raros exemplares quebrados, boa preservação. Nota-se uma variação quanto a espessura da barra interna.

Biozoneamento: NP16 a NP23 (Martini, 1971); CP14a a CP18 (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera euphratis Haq, 1966

(Estampa 1, Figuras 7a, 7b)

1966 *Helicosphaera euphratis* Haq, p. 33, pl. 2, figs. 1-3.

1967 *Helicosphaera parallela* (Haq) Bramlette & Wilcoxon, p. 106, pl. 5, figs 9-4.

2012 *Helicosphaera euphratis* (Haq) Backman, p. 229, est. 2, fig 11.

2017 *Helicosphaera euphratis* (Haq) Boesiger *et al*., p. 168, est. 2, figs 24-29.

Descrição: Espécie alongada caracterizada por um flange proeminente em um dos lados mais alongado. Possui uma barra larga, reta e fortemente inclinada, preenche parte da área central.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Raros exemplares com o flange característico preservado, alguns exemplares com flanges quebrados ou pouco desenvolvidos.

Biozoneamento: NP19 a NP24 (Martini, 1971); CP15 a CP19a (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera intermedia Martini, 1965

(Estampa 1, Figura 8)

1965 *Helicosphaera intermedia* Martini, p. 228, est 6, figs 11, 12.

2017 *Helicosphaera intermedia* (Martini) Boesiger *et al*., p. 168, est. 2, figs 1-10.

Descrição: Espécie alongada caracterizada por um flange protuberante. Distingue-se da *H. euphratis* por ter uma barra inclinada, por vezes em formato de "z" ou "s" e/ou sigmoide. A barra tem inclinação e encontra-se mais estreita no centro e larga nas extremidades.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Mioceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Exemplares ao longo de todo o *Site* 354 foram observados, enquanto que no *Site* 929E, nota-se apenas na porção mais superior. Em ambos os poços, foram observados exemplares com frequência, boa birrefringência e bem preservação, porém com flange pouco desenvolvido. Suas dimensões variam de 8 a 12 µm.

Biozoneamento: NP19 a NP25 (Martini, 1971); CP15 até a CP19b (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera lophota (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1973

(Estampa 1, Figuras 9a, 9b)

1961 *Helicosphaera lophota* Bramlette & Sullivan, p. 144, est. 4, figs 3-4.

1973 *Helicosphaera lophota* (Bramlette & Sullivan) Locker, p. 228, est. 2, figs 3-6.

Descrição: Forma elíptica, oblonga e/ou reniforme, flange proeminente e largo. Área central preenchida quase que totalmente por uma barra ampla e longitudinal. Por vezes, a barra contém uma sutura.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior e médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Espécie bastante comum no *Site* 929E, com boa preservação e dimensões variando de 10 a 15 µm. Ausente no *Site* 354.

Biozoneamento: NP12 a NP17 (Martini, 1971); CP10 a CP14b (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera obliqua Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampa 1, Figuras 10a, 10b)

1967 *Helicosphaera obliqua* Bramlette & Wilcoxon, p. 106, est 5, figs 13, 14.

Descrição: Caracterizada por uma forma oblonga e área central com duas perfurações inclinadas e proeminentes. Baixa birrefringência.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno superior ao Mioceno (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Foram observados raros exemplares apenas no *Site* 354, na porção mais superior. Com dimensões variando entre 8 e 12 µm

Biozoneamento: NP25 (Martini, 1971); CP19b (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera prolixa Bown & Newsam, 2017

(Estampa 1, Figura 11)

2017 *Helicosphaera prolixa* Bown & Newsam, p. 50, est. 5, figs 47–51.

Descrição: Helicosphaera grande, amplamente elíptica; área central estreita, com barra oblíqua, disjunta, larga. O cocólito é relativamente birrefringente em toda a largura da borda.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno superior (Perch-Nielsen, 1985)

Observações: Observada apenas no *Site* 929E, com raros exemplares descritos. Possui comprimento entre 10 e 12 µm. Exemplar robusto, com preservação e birrefringência média com uma ponte de relevo maior.

Biozoneamento: NP16 (Martini, 1971); CP14a (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975

(Estampa 1, Figura 12)

1966 *Helicosphaera seminulum recta* Haq, p. 34, est. 2, fig 6.

1975 *Helicosphaera recta* (Haq) Jafar & Martini, p. 391, est. 1, fig 2.

Descrição: Apresenta forma sub-retangular com uma barra horizontal estreita e contínua separando dois grandes poros centrais. Tem como característica marcante, quando preservado, em uma das suas extremidades, um flange que termina com o dente reto.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno superior (Perch-Nielsen, 1985)

Observações: Observada apenas no *Site* 354, com raros exemplares descritos. Possui comprimento entre 8 e 12 µm.

Biozoneamento: NP24 e NP25 (Martini, 1971); CP19a e CP19b (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera reticulata (Bramlette & Wilcoxon, 1967) Bown & Newsam, 2017

(Estampa 1, Figuras 13a, 13b; Estampa 2, Figura 1)

1967 *Helicosphaera reticulata* Bramlette & Wilcoxon, p. 106, est. 6, figs 15.

2017 *Helicosphaera reticulata* (Bramlette & Wilcoxon) Bown & Newsam, p. 47, est. 2, figs 3-16.

Descrição: *Helicosphaera* romboedral, grande, com uma barra inclinada e contínua, com possíveis perfurações ao redor da mesma. Por vezes, é possivel observar a presença de poros ao longo do flange.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: No que se refere aos poços estudados, a *H. reticulata* foi observada apenas no Eoceno superior com dimensões inferiores a 12 µm. Por vezes, exemplares com bastante perfurações e preservação moderada.

Biozoneamento: NP-20 e NP-21 (Martini, 1971); CP15 e CP16 (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera robinsoniae Bown & Dunkley Jones, 2012

(Estampa 2, Figuras 2a, 2b, 2c)

2012 *Helicosphaera robinsoniae* Bown & Dunkley Jones, p. 43, est. 6, figs 29-34.

2017 *Helicosphaera robinsoniae* (Bown & Dunkley Jones) Boesiger *et al*., p. 151, est 3, figs 10-13.

Descrição: Grande, birrefringente, indistinta, porém disjunta, barra oblíqua birrefringente entre dois poros, na área central.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno inferior (Bown & Dunkley Jones, 2012).

Observações: No que se refere aos poços estudados, a *H. robinsoniae* foi observada no *Site* 354, raros exemplares apenas no Oligoceno com dimensões entre 10 e 12 µm.

Biozoneamento: NP21 (Martini, 1971); CP16a (Okada & Bukry, 1980).

Helicosphaera seminulum (Bramlette & Sullivan, 1961) Jafar & Martini, 1975

(Estampa 2, Figuras 3a, 3b)

1961 *Helicosphaera seminulum seminulum* Bramlette & Sullivan, p. 144, est. 5, fig 11.

1975 *Helicosphaera seminulum* (Bramlette & Sullivan) Jafar & Martini, p. 391, est. 6, figs 43-44.

Descrição: Grande e elíptica com área central ampla, compreendida por uma barra contínua transversa a oblíqua e dois poros. Por vezes, nota-se uma sutura ao longo da barra, que é mais estreita no meio e larga nas extremidades. Possui um flange bem desenvolvido.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior a médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Espécie comum ao longo do Eoceno, do *Site* 929E. Geralmente com exemplares bem preservados e dimensões entre 8 e 14 µm.

Biozoneamento: NP12 a NP17 (Martini, 1971); CP10 a CP14b (Okada & Bukry, 1980).

Família **PONTOSPHAERACEAE** Lemmermann, 1908

Gênero ***Pontosphaera*** Lohmann, 1902

Cocólitos elípticos com uma ampla área central, podendo ter ou não ornamentações, como, perfurações, barras e/ou suturas.

Pontosphaera formosa (Bukry & Bramlette, 1969) Romein, 1979

(Estampa 2, Figuras 4, 5)

1969 *Syracosphaera formosa* Bukry & Bramlette, p. 140, est. 3, figs 12-14.

1979 *Pontosphaera formosa* (Bukry & Bramlette, 1969) Romein, p. 181.

2005 *Pontosphaera formosa* (Bukry & Bramlette, 1969) Bown, p. 65, est.16, figs 6-16.

Descrição: Cocólito grande elíptico caracterizado por uma auréola brilhante e com relevo mais elevado, com um flange distal que exibem elementos semelhantes a placas ou pétalas visíveis e discerníveis no MO. Área central vazia.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown, 1998).

Observações: Foram contabilizadas no *Site* 354, desde o Eoceno ao Oligoceno inferior, com preservação de boa a ruim. Alguns exemplares quebrados e/ou recristalizados. Enquanto que, no *Site* 929E esta espécie foi encontrada raras vezes e com preservação ruim. Dimensões variam de 9 a 16 µm.

Biozoneamento: NP14 a NP21(Martini, 1971); CP12 a CP16b (Okada & Bukry, 1980).

Pontosphaera plana (Bramlette & Sullivan, 1961) Haq, 1971

(Estampa 2, Figura 6)

1961 *Discolithus planus* Bramlette & Sullivan, p. 143, est. 3, figs 7a-c.

1971 *Pontosphaera plana* (Bramlette & Sullivan, 1961) Haq, p. 105.

2016 *Pontosphaera plana* (Bramlette & Sullivan, 1961) Bown, p 39, est. 4, figs 30-34.

Descrição: Placa simples com duas fendas longitudinais estreitas. Borda estreita, podendo ser visível ou não em XPL. Alta birrefringência. Dimensões variam entre 5 e 12 µm.

Segundo Self-Trail (2011) e Bown *et al*. (2016) esta *Pontosphaera* está presente em ocorrências pouco frequentes e é reconhecida como uma das mais antigas, seu registro data do Paleoceno superior.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Oligoceno inferior. (Bown *et al*. 2016).

Observações: Foram observados em ambos os poços, porém com exemplares esporádicos com suas dimensões limitadas a 10 µm.

Biozoneamento: NP14 a NP22 (Martini, 1971); CP12 a CP16c (Okada & Bukry, 1980).

Pontosphaera pulchra (Deflandre, 1954) Romein, 1979

(Estampa 2, Figura 7)

1954 *Discolithus pulcher* Deflandre, p. 142, est. 12, figs. 17, 18.

1979 *Pontosphaera pulchra* (Deflandre) Romein, p. 225, est. 8, fig. 2.

Descrição: Placa elíptica, recortada por sulcos radiais estreitos nas bordas externas, área interna preenchida por uma barra transversal contínua, alinhada com o eixo curto da elipse e duas perfurações. As perfurações da borda, por vezes ausente devido dissolução.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno médio (Self-Trail, 2011).

Observações: Espécie descrita raras vezes no *Site* 929E, exemplares com preservação ruim, por vezes quebrados e/ou dissolução. Dimensões variando de 6 a 10 µm.

Biozoneamento: NP10 a NP12 (Martini, 1971); CP9 a CP10 (Okada & Bukry, 1980).

Pontosphaera versa (Bramlette & Sullivan, 1961) Sherwood, 1974

1961 *Discolithus versus* Bramlette & Sullivan, p. 144, est. 3, figs. 16a-d

1974 *Pontosphaera versa* (Bramlette & Sullivan) Sherwood. p. 37, est. 5, figs 1, 2.

Descrição: Caracterizada por uma placa simples, sem ornamentos com duas fendas longitudinais e uma ampla borda com elevada birrefringência.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: A *P. versa* foi descrita raras vezes no *Site* 929E com preservação ruim a moderada e com dimensões entre 8 e 10 µm.

Biozoneamento: NP10 (Martini, 1971), CP9a de Okada & Bukry (1980).

***Pontosphaera* sp.**

(Estampa 2, Figura 8)

Descrição: Exemplares bastante recristalizados, possibilitando apena a identificação do gênero. Birrefringência média a alta, por vezes com raras perfurações, e bordas sinuosas. Tamanho varia de 6 a 9 µm.

Biozoneamento: NP14 a NP16 (Martini, 1971); CP12 a CP14a (Okada & Bukry, 1980).

Família **ZYGODISCACEAE** Hay & Mohler, 1967

Gênero ***Chiphragmalithus*** Bramlette & Sullivan, 1961

Murolito caracterizado por uma parede muito elevada, por vezes semelhante à altura do cocólito, com birrefringência moderada. Possui, na área central, duas barras transversais bem desenvolvidas, que variam de grossas a delgadas.

Chiphragmalithus calathus Bramlette and Sullivan 1961

(Estampa 2, Figuras 9, 10)

1961 *Chiphragmalithus calathus* Bramlette & Sullivan, p. 156, est. 10, figs 7-10.

2017 *Chiphragmalithus calathus* (Bramlette & Sullivan) Bown & Newsam, p. 52, est. 7, figs 13-15.

Descrição: Forma circular, subcircular ou ligeiramente quadrada. Anel simples e elevado com área interna preenchida por duas barras transversais posicionadas na diagonal do cocólito.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Bown & Newsam, 2017).

Observações: Observado com frequência no *Site* 929E, de fácil diagnose mesmo com a preservação variando de moderada a ruim. Possui média a alta birrefringência e dimensões entre 7 e 9 µm.

Biozoneamento: NP12 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP10 a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Isthmolithus*** Deflandre *in* Deflandre and Fert, 1954

Murolito elíptico a oblongo, por vezes semelhante a um paralelogramo. Cocólito com paredes elevadas contendo uma a duas barras estreitas e transversais.

Isthmolithus recurvus Deflandre,1954

(Estampa 2, Figuras 11a, 11b, 11c)

1954 *Isthmolithus recurvus* Deflandre *in* Deflandre and Fert, p. 169, est. 12, figs 9-13.

Descrição: Murolito elíptico a oblongo com paredes elevadas com duas barras estreitas e transversais. Birrefringência moderada a baixa.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Pode-se observar raras vezes tanto no *Site* 354 como no *Site* 929E. Preservação boa, tamanho varia desde 6 a 10 µm.

Biozoneamento: NP19 a NP21 (Martini, 1971); CP15 e CP16 (Okada & Bukry, 1980).

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

Murolitos assimétricos, alongados, com uma das extremidades menor e outra pode conter um flange. Ampla área central com uma barra transversa.

Lophodolithus mochlophorus Deflandre, 1954

(Estampa 2, Figuras 12a, 12b)

1954 *Lophodolithus mochlophorus* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 147, est.12, figs 20-23.

Descrição: Indivíduo oval a oblongo apresenta um flange bastante acentuado em uma das suas extremidades e visível à luz polarizada e natural. Na área central, existe uma haste paralela ao menor diâmetro, que pode ser preservada os não.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Observado no *Site* 929E com uma preservação ruim, por vezes sem a barra transversal e/ou flange incompleto. Dimensões variam de 10 a 16 µm.

Biozoneamento: NP10 a NP12 (Martini, 1971); CP9 a CP10 (Okada & Bukry, 1980).

Lophodolithus nascens Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 2, Figura 13)

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

1992 *Lophodolithus nascens* (Bramlette & Sullivan), Costa, p. 48, fig 2.

Descrição: Cocólito com uma borda relativamente fina em que gradativamente uma das extremidades tornando-se mais larga e resulta em um flange. A abertura central é atravessada por uma barra estreita. Sua birrefringência varia de baixa a alta.

Segundo Costa (1992), pode-se diferenciar o *L. nascens* de *L. mochlophorus* pelo seu flange pouco desenvolvido, já que *L. nascens* comparada às outras espécies de *Lophodolithus* apresenta um tamanho maior, que varia de 8 a 12 µm e abertura central mais larga.

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

Observações: Pode-se observar no *Site* 929E, porém raros exemplares bem preservados, em sua maioria com flange incompleto ou sem a haste da área central.

Biozoneamento: NP10 a NP15 (Martini, 1971); CP8 a CP13a (Okada & Bukry, 1980).

Gênero ***Neochiastozygus*** Perch-Nielsen, 1971

Murolitros com unidades V e R bem desenvolvidas e cruz diagonal ou assimétrica na zona central.

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

(Estampa 2, Figura 14; Estampa 3, Figura 1)

1961 *Zygolithus junctus* Bramlette & Sullivan, p. 150; est. 6, figs 11a-b.

1971 *Neochiastozygus junctus* (Bramlette & Sullivan), Perch-Nielsen, p. 61; est. 4, figs. 7,8.

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

Descrição: Espécie com uma abertura central e uma borda relativamente fina e que na área central possui uma estrutura em formato de X, onde as barras que se cruzam formando um ângulo muito pequeno, que por vezes lembra uma haste simples. Possuem birrefringência e relevo médio a alto.

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

Observações: Presente no *Site* 929E, seu tamanho varia de 8 a 10 µm e sua preservação de moderada a ruim e birrefringência de média a alta.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971); CP8b e CP9a (Okada & Bukry, 1980).

Neochiastozygus rosenkrantzii (Perch-Nielsen, 1971) Varol, 1989

(Estampa 3, Figuras 2)

1971 *Chiastozygus rosenkrantzii* Perch-Nielsen, p. 45, est. 41, 1-6.

1989 *Neochiastozygus rosenkrantzii* Varol, p. 309, est. 1, figs 9, 10.

Descrição: *Neochiastozygus* de tamanho médio com barras transversais diagonais largas que flamejam em suas extremidades. As barras transversais formam um ângulo de aproximadamente 40°.

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

Observações: Presente no *Site* 929E, seu tamanho varia de 5 a 8 µm e sua preservação de moderada a ruim, em alguns exemplares nota-se recristalização e birrefringência de média.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP10 (Martini, 1971); referente a CP9a (Okada & Bukry, 1980).

Gênero ***Neococcolithes*** Sujkowski, 1931

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

Neococcolithes dubius (Deflandre, 1954) Black, 1967

(Estampa 3, Figura 3)

1954 *Zygolithus dubius* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 149, figs 43 e 44.

1967 *Neococcolithes dubius* (Deflandre, 1954) Black, p. 142, figs. 2-3.

2016 *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Shepherd & Kulhanek, p. 50, est. 6, figs. 8-10.

Descrição: Forma elíptica, oval, com bordas grossas, suas barras são mais estreitas na área central do cocólito. As barras conectadas unem-se de forma similar a um H, na área central.

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

Observações: Foi observado raras vezes apenas no *Site* 929E, com boa preservação.

Biozoneamento: NP14 e NP15 (Martini, 1971); CP12 e CP13 (Okada & Bukry, 1980).

Neococcolithes protenus (Bramlette & Sullivan, 1961) Black, 1967

(Estampa 3, Figuras 4a, 4b)

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

1967 *Neococcolithes protenus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Black, p. 142, figs. 8-9.

Descrição: Cocólitos elípticos, área central atravessada por uma estrutura que assemelha-se a um X constituído por duas barras idênticas. A birrefringência varia de baixa a média e o relevo de médio a alto. Para Perch-Nielsen (1985), *N. protenus* é a única espécie do Paleoceno atribuída aos *Neococcolithes*.

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

Observações: Observado no *Site* 929E, seu tamanho varia de 5 a 8 µm, com boa preservação.

Biozoneamento: NP10 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Nannotetrina*** Achutan & Stradner, 1969

Nanólitos cruciforme, médios a grandes, com elevações do centro até as pontas. Suas extremidades variam de pontudas a arredondadas. São identificadas com maior facilidade a luz natural, devido ao alto relevo e baixa birrefringência.

Nannotetrina alata (Martini, 1960) Haq & Lohmann, 1976

(Estampa 3, Figuras 5a, 5b)

1960 *Nannotetraster alatus* Martini *in* Martini & Stradner, p. 268, fig. 15.

1976 *Nannotetrina alata* (Martini, 1960) Haq & Lohmann, p.195.

Descrição: Nanólito grande em forma de cruz, com quatro raios longos e paralelos com as pontas arredondadas.

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

Observações: Raríssimos exemplares foram descritos no *Site* 929E e com boa preservação. Visíveis mais facilmente com nicóis paralelos, devido ao seu alto relevo.

Biozoneamento: NP15 (Martini, 1971), que corresponde a CP13 de Okada & Bukry (1980).

Nannotetrina cristata (Martini, 1958) Perch-Nielsen, 1971.

(Estampa 3, Figuras 6a, 6b)

1958 *Trochoaster cristatus* Martini, p. 368, est. 5, figs. 26a-b.

1971. *Nannotetrina cristata* (Martini) Perch-Nielsen, p. 74, fig 2.

Descrição: Nannotetrina tridimencional, de tamanho grande, possui forma de cruz, porém seus raios alargam para as extremidades. O espaço entre os raios podem ser preenchidos. Conforme Bown (2005), exemplares observados no MO, em luz natural, tem aparência um pouco comparável a *Rhomboaster*, mas provavelmente não possui nenhuma ligação filogenética. Segundo Bown *et al*. (2017), em vista lateral, se assemelham as vistas laterais de *Chiphragmolithus.*

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

Observações: Raros exemplares descritos, preservação moderada e suas dimensões variam de 8 a 14 µm.

Biozoneamento: NP14 e NP15 (Martini, 1971), que corresponde a CP12 e CP13 de Okada & Bukry (1980).

Nannotetrina fulgens (Stradner, 1960) Achutan & Stradner, 1969.

(Estampa 3, Figura 7a, 7b)

1960 *Nannotetraster fulgens* Stradner *in* Martini & Stradner, p. 5, fig. 16.

1969. *Nannotetrina fulgens* (Stradner) Achuthan & Stradner, p. 11.

Descrição: *Nannotetrina* grande com raios longos e finos desde o centro até as extremidades. Por vezes nota-se um preenchimento entre os raios próximo a área central do nanólito. O relevo é relativamente mais alto na área central, em comparação as extremidades dos raios.

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

Observações: Descritas raramente no *Site* 929E, com média preservação e bastante recristalizadas, por vezes de difícil reconhecimento, com dimensões de 10 a 20 µm.

Biozoneamento: NP15 (Martini, 1971), que corresponde a CP13a e CP13b de Okada & Bukry (1980).

Nannotetrina plana Bown & Newsam 2017

(Estampa 3, Figuras 8a, 8b)

2017 *Nannotetrina plana* Bown & Newsam, p. 52, est. 7, figs. 21-30.

Descrição: Forma subcircular a elíptica compreende a um disco basal atravessado por barras largas e elevadas. Segundo Bown *et al*. (2017) distinguem-se da *N. cristata* por ter um contorno mais arredondado e barras transversais mais largas e extremidades levemente arredondadas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown *et al*., 2017).

Observações: Observada raramente no *Site* 929E, presente em uma única amostra, com boa preservação. Dimensões inferiores a 10 µm.

Biozoneamento: NP14 (Martini, 1971), que corresponde a CP12b de Okada & Bukry (1980).

Nannotetrina spinosa (Stradner, 1960) Bukry 1973

(Estampa 3, Figuras 9a, 9b)

1960 *Nannotetraster spinosus* Stradner *in* Martini & Stradner, p. 269, fig. 17.

1973 *Nannotetrina spinosus* (Stradner) Bukry, p. 703.

1977 *Nannotetrina spinosa* (Stradner), Perch-Nielsen, p. 818, est. 47, figs.1, 2.

Descrição: *Nannotetrina* relativamente quadrada com extremidades alongadas e com espinhos curtos dos lados das pontas dos raios principais, resultando em um contorno estrelado. O espaço entre os raios e espinhos são preenchidos.

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

Observações: Presente no *Site* 929E, exemplares desta espécie foram mais facilmente reconhecidos devido ao tamanho, preservação e birrefringência.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP15 (Martini, 1971), que corresponde a CP13b de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Zygodiscus*** Bramlette & Sullivan, 1961

Murolito com unidades V e R bem desenvolvidas, área central composta por uma barra transversal lateral.

Zygodiscus plectopons Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 3, Figuras 10, 11)

1961 *Zygodiscus plectopons* Bramlette & Sullivan, p. 148, est. 4, figs. 12a-d.

2005 *Zygodiscus plectopons* (Bramlette & Sullivan) Bown, p. 67, est. 18, figs. 15-24.

Descrição: Murolito com borda grossa e barra lateral paralela preenchendo parte da área interna. A birrefringência varia de média a alta e o relevo de baixo a médio.

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

Observações: Representantes identificados no *Site* 929E, seu tamanho varia de 5 a 8 µm com boa preservação e alta a média birrefringência.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b e CP9a de Okada & Bukry (1980).

Ordem **RHABDOSPHAERALES** Ostenfeld, 1899

Família **RHABDOSPHAERACEAE** Lemmermann, 1908

Gênero: ***Algirosphaera*** Schlauder, 1945 emend. Norris, 1984

Cocólito com ciclo de placas estreitas e radiais bem desenvolvidos, semelhante a um domo e/ou um lábio duplo.

Algirosphaera fabaceus (Bown & Dunkley Jones, 2006) Bown *et al*., 2009

(Estampa 3, Figura 12)

2006 *Holodiscolithus fabaceus* Bown & Dunkley Jones, p. 28, est. 3, figs. 26-30.

2009 *Algirosphaera fabaceus* (Bown & Dunkley Jones) Bown *et al.*, p. 465, est. 3, figs 1-6.

Descrição: Cocólito alongado, saliente com hastes internas em dois conjuntos superpostos (verticais e oblíquos). Área interna preenchida por pequenas placas dispostas em paralelo ao menor diâmetro do cocólito.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior (Dunkley Jones *et al*., 2009).

Observações: Exemplares encontrados nos dois poços estudados, mas bem mais abundante no *Site* 292E. Birrefrigência média a alta. Apesar de seu tamanho diminuto, dimensões variam de 3 a 5 µm, foi relativamente fácil identificá-los.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP19/20 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Blackites*** Hay & Towe, 1962.

Diferente da *Rhabdosphaera* pela presença de um disco radial, que é reduzido em algumas espécies, mas está presente com uma série de elementos radiais e residuais entre o ciclo interno e externo. Nota-se um ciclo interno que é mais amplo, mais espesso e brilhante em vistas laterais e planas, e um ciclo externo que é mais escuro e menor. O ciclo externo pode estar distalmente ao longo do ciclo interno, ou lado a lado, mas sempre sobressaem, formando a borda externa do cocólito. Trabalhos como Shafik (1989), Kleijne (1992) e Aubry (1999) podem revelar características morfológicas que permitem uma maior sistemática e subdivisão do grupo.

Blackites inflatus (Bramlette & Sullivan, 1961) Kapellos & Schaub, 1973

(Estampa 3, Figuras 13, 14; Estampa 4, Figura 1)

1961 *Rhabdosphaera inflata* Bramlette & Sullivan, p. 146, est. 5, figs 4-5.

1973 *Blackites inflatus* (Bramlette & Sullivan) Kapellos & Schaub, p. 735, est. 24, figs 11-15.

Descrição: Nanólito com espinha dorsal cilíndrica, alta, estreita e oca que alarga da base até o meio da espinha e depois vai diminuindo gradualmente na porção superior. Possui uma superfície externa serrilhada, visível em condições de boa preservação.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Visível apenas no *Site* 929E, exemplares comuns e em sua maioria com ótima preservação, possibilitando a identificação inclusive da superfície serrilhada nas laterais do nanólito. Possui dimensões de 10 a 15 µm.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar desde NP9 a NP11 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 e CP9 de Okada & Bukry (1980).

Blackites inversus (Bukry & Bramlette, 1969) Bown & Newsam, 2017

(Estampa 4, Figuras 2, 3)

1969 *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry & Bramlette, p. 142, est. 1, figs. 9-14.

2017 *Blackites inversus* (Bukry & Bramlette, 1969) Bown & Newsam, p. 54, est. 9, fig. 26.

Descrição: Nanólito grande, estreito, semelhante a um espinho, que se afina em ambas as extremidades e tem um canal central estreito, canal com as bordas sinuosas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Visível apenas no *Site* 929E, exemplares comuns e em sua maioria com ótima preservação, possibilitando a identificação inclusive da superfície serrilhada nas laterais do nanólito. Possui dimensões de 10 a 15 µm.

Biozoneamento: NP9 a NP11 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 e CP9 de Okada & Bukry (1980).

Blackites spinosus (Deflandre & Fert, 1954) Hay & Towe, 1962

(Estampa 4, Figuras 4a, 4b)

1954 *Discolithus spinosus* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 143, est. 14, figs. 13-15.

1962 *Blackites spinosus* (Deflandre *in* Deflandre & Fert) Hay & Towe, p. 515, est. 4, figs 16-25.

2017 *Blackites spinosus* (Deflandre *in* Deflandre & Fert) Bown & Newsam, p. 54, figs. 31, 32.

Descrição: Composto por uma espinha alta, estreita que diminui gradualmente até a ponta, com largura da coluna aproximadamente igual a metade da do cocólito, mas consideravelmente mais alta. Disco externo relativamente largo e distintamente convexo.

Segundo Self-Trail (2011), em espécimes bem preservados é perceptível a fixação da coluna vertebral à base, em *B. spinosus* é gradual, enquanto que em comparação ao *B. tenuis* é muito abrupta e apresenta uma aparência angular.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: Blackites reconhecidos no *Site* 929E, comum, com preservação ruim a moderada, com dimensões entre 15 e 25 µm. Por vezes exemplares deixaram de ser contabilizados por estarem quebrados e/ou incompletos, gerando incertezas quanto a identificação da espécie. Logo, estes exemplares, sem a parte basal, foram relocados e inseridos no grupo *Blackites* sp.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar exemplares da NP14 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde desde a CP12 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Blackites tenuis (Bramlette & Sullivan, 1961) Sherwood 1974

(Estampa 4, Figuras 5, 6, 7)

1961 *Rhabdosphaera tenuis* Bramlette & Sullivan, p. 147, est. 5, fig 14.

1974 *Blackites tenuis* (Bramlette & Sullivan) Sherwood, p. 37, est. 5, figs. 19-22.

Descrição: Caracterizado por uma espinha alta que é estreita na base e alarga ligeiramente, em seguida afunila até a ponta, mas nunca é tão largo como a borda do cocólito. Disco externo é relativamente estreito e brilhante. Birrefringência moderada

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: Raros exemplares presentes no *Site* 354, com média a alta birrefringência e moderadamente preservados.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP20 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Blackites tortilis Bown & Dunkley Jones, 2006

(Estampa 4, Figuras 8a, 8b)

2006 *Blackites tortillis* Bown and Dunkley Jones, p. 27, est. 2, figs. 26-30.

Descrição: Caracterizado por uma coluna longa que se afunila em ambas as extremidades e exibe um padrão de espiral característico em XPL. A coluna tem um canal axial estreito e é tipicamente vista sem cocólito basal. De acordo com Bown & Dunkley Jones, (2006), sugere-se que esta forma, do gênero *Blackites*, devido a sua similaridade e padrão morfológico, seja remanescente de nanólitos em forma de bastonete do Cretáceo, como *Microrhabdulus* Deflandre, 1959.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio a Eoceno superior (Bown & Dunkley Jones, 2006; Shamrock & Watkins 2012).

Observações: Descrito no *Site* 929E, táxon comum e com boa preservação. Assim como os demais blackites, este se destaca pelo tamanho, de 9 a 16 µm, e ressalta a morfologia semelhante a uma haste contorcida.

Biozoneamento: NP16 (Martini, 1971), que corresponde a CP14a de Okada & Bukry (1980).

***Blackites* sp.**

Descrição: Possui coluna delgada, longa e reta, com um sutil afunilamento em uma das extremidades, não possui uma base visível, impossibilitando a diagnose e identificação da espécie. Exemplares muito comuns tanto no *Site* 929E quanto no *Site* 354, com dimensões variando de 7 a 12 µm. Média birrefringência. Abundante entre a NP15 e NP20.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar desde a NP12 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde a CP10 a CP16 de Okada & Bukry (1980).

Ordem **PRINSIALES** Young & Bown, 1997.

Família **PRINSIACEAE** Hay & Mohler, 1967 emend.

Gênero ***Prinsius*** Hay & Mohler, 1967

Possuem formato elíptico e a área central fechada por placa.

Prinsius bisulcus (Stradner, 1963) Hay & Mohler, 1967

(Estampa 4, Figura 9)

1963 *Coccolithus bisulcus* Stradner, p. 72, est. 8, figs. 3-6.

1967 *Prinsius bisulcus* (Stradner) Hay & Mohler, p. 1530, figs. 10-14.

2016 *Prinsius bisulcus* (Stradner) *emend.* Bown, p. 36, est. 1, figs. 3-5.

Descrição: Placolito elíptico de tamanho pequeno a médio com escudo distal com um disco de cristais na área central dispostos em dois anéis aparentemente concêntricos, possui área central estreita com uma placa e duas perfurações.

Wei & Pospical (1991) acrescenta que *P. martinii* tem a mesma estrutura que *P. bisulcus*, porém é menor.

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

Observações: Observado ao longo do *Site* 929E, apesar de ser um placolito pequeno, características como sua média a alta birrefringência facilitam no momento da identificação. Suas dimensões variam de 5 a 7 µm.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b de Okada & Bukry (1980).

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

(Estampa 4, Figura 10)

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

1971 *Prinsius martinii* (Perch-Nielsen) *emend.* Haq, p. 156, est. 3, figs 1-2.

Descrição: Placolito elíptico, pequeno, contém 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.

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

Observações: Reconhecido no *Site* 929E, nas últimas três amostras referentes ao Paleoceno, espécie comum ao longo das descrições, sua birrefringência média a alta facilitam a diagnose do mesmo, apesar das suas pequenas dimensões, de 3 a 5 µm.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Toweius*** Hay & Mohler, 1967

São cocólitos circulares a subcirculares. Sua área central possui um número variável de poros. Segundo Agnini *et al*. (2006) *Toweius* era um dos grupos placólitos dominantes do Paleoceno tardio ao início do Eoceno, mas entraram em declínio que coincide amplamente com o surgimento e ascendente dominância do grupo reticulofenestrídeo no início do Eoceno. São bastante utilizados, por diversos autores, nas reconstruções paleoecológicas daquele tempo. Este gênero mostra-se como bom indicador de condições oceanográficas (Self-Trail *et al*., 2012).

Toweius callosus Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 4, Figuras 11, 12)

1971 *Toweius callosus* Perch-Nielsen, p. 73, est.3 , fig. 7-9.

2012 *Toweius callosus* (Perch-Nielsen) Bown & Dunkley Jones, p. 39, est. 2, fig. 22.

Descrição: Cocólito elíptico a subcircular, médio a grande com área central coberta por uma fina rede e/ou sombra proximal. Escudo interno possui birrefringência média a alta.

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

Observações: Exemplares abundantes a muito abundantes, bem preservados com tamanho entre 5 e 8 µm e birrefringência média a alta. Vale ressaltar o elevado número de *T. callosus* contabilizados no início do Eoceno inferior, na NP10, em comparação as demais associações também registradas no *Site* 929E.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar desde a NP9 até NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP12a de Okada & Bukry (1980).

Toweius eminens (Bramlette & Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 4, Figura 13)

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

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

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

Descrição: Cocólitos subelípticos, sua parte interna possue quatro grandes aberturas. Sua parte externa é bastante robusta e possui uma birrefringência bastante alta. A parte mais externa contém uma estrutura com o relevo mais baixo, similar a uma sombra.

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.

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

Observações: Presentes apenas no *Site* 929E, comum a abundante com boa preservação. Exemplares com alta birrefringência e bem desenvolvidos, com dimensões de 7 a 10 µm.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b de Okada & Bukry (1980).

Toweius gammation (Bramlette & Sullivan, 1961) Romein, 1979

(Estampa 4, Figuras 14, 15)

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

1964 *Cyclococcolithus gammation* (Bramlette and Sullivan) Sullivan, 1964, p. 181, est. 3, fig. 7.

1979 *Toweius gammation* (Bramlette and Sullivan) Romein, p. 217, est. 4, figs 4, 5.

Descrição: Caracterizado por um escudo proximal indistinto, coberto por um escudo distal de quase o mesmo diâmetro com uma área central fechada. A área central é caracterizada por uma cruz de extinção fortemente birrefringente em forma de suástica.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Observado no *Site* 929E, exemplares raros a comuns com boa preservação. Dimensões variam de 5 a 9 µm.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar NP10 e NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b e CP12a de Okada & Bukry (1980).

Toweius magnicrassus (Bukry, 1971) Romein, 1979

1971 Coccolithus magnicrassus Bukry, p. 309, est. 2, figs. 1-5.

1979 *Toweius magnicrassus* (Bukry) Romein, p. 216, est. 4, figs 2, 3.

Descrição: Espécie de *Toweius* grande, robusta e elíptica, com uma brilhante área central em XPL. O escudo proximal pode ter como até três filas de elementos em torno da área central. Esta espécie é identificada com base no seu tamanho e birrefringência muito brilhante em XPL.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Espécie raramente descrita, reconhecida em um intervalo muito curto de tempo, no *Site* 929E. Dimensões que variam de 10 a 16 micra e com moderada preservação.
Biozoneamento: NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP9a de Okada & Bukry (1980).

Toweius occultatus (Locker, 1967) Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 4, Figuras 16, 17)

1967 *Coccolithus occultatus* Locker, p. 764, est. 2, figs. 9, 10.

1971 *Toweius occultatus* (Locker, 1967) Perch-Nielsen, p. 357 est. 1, figs 12–14.

Descrição: Diagnosticado pela forma elíptica a subcircular, médio a grande, com área central delimitada por uma fina rede ou sombra proximal e duas barras transversais conjuntas, largas, variando de proximais a distais, que se unem em direção ao centro do cocólito. Apenas as barras transversais são visíveis na LM.
Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Perch-Nielsen 1985).
Observações: Exemplares descritos no *Site* 929E, comum a abundante, boa preservação e alta birrefringência. Dimensões que variam de 4 a 8 µm. *T. callosus, T. occultatus* e *T. pertusus* seguem a mesma tendência com comportamentos semelhantes em termos da variação de abundância, ao longo das diferentes biozonas.
Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar da NP9 a NP12 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b e CP10 de Okada & Bukry (1980).

Toweius pertusus (Sullivan, 1965) Romein, 1979

(Estampa 4, Figura 18, Estampa 5, Figuras 1, 2)

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

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

2014 *Toweius pertusus* (Sullivan) Agnini *et al.*, p. 142, est. 1, figs. 5.

Descrição: São cocólitos pequenos, elípticos, subelípticos a quase circular. A sua área central é estreita e possui perfurações. A birrefringência e o relevo variam de baixo a médio. Agnini *et al.,* (2014), propôs dividir este táxon comum do Paleoceno em dois morfotipos. O primeiro inclui espécimes ligeiramente elípticos e o segundo, aqui referido como *T. pertusus* inclui formas circulares.
Amplitude estratigráfica: Paleoceno ao Eoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Exemplares reconhecidos no *Site* 929E são comuns, com boa preservação e dimensões de 3 a 8 μm. Em conjunto com os demais *Toweius* tornam-se predominante diante das associações de cada amostra referente a NP10.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 e CP9 de Okada & Bukry (1980).

Toweius rotundus Perch-Nielsen, 1978

(Estampa 5, Figura 3)

1978 *Toweius rotundus* Perch-Nielsen *in* Perch-Nielsen *et al*., p. 398, est.1, figs 31-32.

Descrição: Subcircular a circular com área central estreita, delimitada por uma placa com perfurações muito pequenas.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno - Eoceno inferior (Perch-Nielsen 1975).

Observações: Indivíduos muito pequenos, com dimensões inferiores a 4 μm. Escudo interno com alta birrefringência. Diagnosticados apenas no *Site* 929E.

Biozoneamento: NP9 e NP10 (Martini, 1971); CP8 e CP9 (Okada & Bukry, 1980).

Família **NOELAERHABDACEAE** Jerkovic, 1970 emend.

Gênero ***Cyclicargolithus*** Bukry, 1971

Reticulofenestrídeos caracterizados por placolitos subcirculares a elípticos, com a área central estreita ou quase fechada, transpassada por uma fina rede proximal invisível ao MO. Suas dimensões são bastante variáveis, desde exemplares pequenos a grandes, característica essencial na identificação de algumas espécies deste gênero.

Cyclicargolithus abisectus (Müller, 1970) Bukry & Percival, 1971

(Estampa 5, Figura 4)

1970 *Coccolithus abisectus* Müller, p. 112, est.9, figs. 1,2.

1971 *Dictyococcites abisectus* (Müller) Bukry & Percival, p. 127, p1.2, figs. 9-11.

Descrição: Placolitos circulares a subcirculares com abertura central pequena e vazia. Esta espécie assemelha-se a *C. floridanus*, porém restringe-se a espécimes menores que 11 μm. Contém uma linha de extinção disjunta entre o tubo e o ciclo externo do escudo distal.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno superior (Young, 1998; Varol, 1998).

Observações: *C. abisectus* foi descrito em ambos os poços estudados. A respeito do *Site* 929E, está restrita a parte superior do poço, presente apenas na biozona NP21, com raros exemplares e alta birrefringência sob nicóis cruzados. Enquanto que no *Site* 354, foi registrada com frenquência ao longo de todo o intervalo estudado, bem desenvolvidos, alta birrefringência e por vezes apresentam recristalização. *C. abisectus* pode ser confundido com espécies grandes de *C. floridanus*, quando as dimensões permeiam os 11 μm. Neste caso, a linha de extinção disjunta dos exemplares torna-se um fator diagnóstico.

Biozoneamento: NP20 a NP25 (Martini, 1971); CP15 a CP19 (Okada & Bukry, 1980).

Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, 1967) Bukry, 1971

(Estampa 5, Figura 5)

1967 *Coccolithus floridanus* Roth & Hay *in* Hay *et al*., p. 445, est.6, figs. 1-4.

1971 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay) Bukry, p. 312.

Descrição: Placolito subcircular com abertura central pequena. Escudo distal composto por pequenas placas radiais e levemente imbricadas. Dimensões inferiores a 11 μm.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Mioceno inferior (Raffi *et al*., 2006).

Observações: Os espécimes foram descritos nos dois poços. Apresentaram variação de tamanho, de 5 a 10 μm, com preservação boa a moderada, por vezes observa-se recristalização.

O *C. floridanus* é geralmente relatado do Eoceno médio (NP15) ao Mioceno inferior (NN6), embora, tenha sido observado abaixo, no Eoceno inferior (NP13).

Biozoneamento: NP13 a NP25 (Martini, 1971); CP11 a CP19 (Okada & Bukry, 1980).

Cyclicargolithus luminis (Sullivan, 1965) Bukry, 1971

(Estampa 5, Figuras 6, 7)

1965 *Cyclococcolithus luminis* Sullivan, p. 33, est. 3, figs. 9a-b.

1971 *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan 1965) Bukry, p. 315, est. 5, figs 7-8.

2005 *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan 1965) Bown; p. 51, est. 2, figs. 1-2.

Descrição: Cocólitos circulares de tamanho pequeno a médio com área central estreita e/ou fechada. Shamrock & Watkins, 2012 sugerem a separação dos espécimens com a figura de interferência quadrada, na parte central do cocólito, denominando-os de *C. parvus*, com dimensões inferiores ao *C. luminis* e presentes no intervalo restrito CP8a a CP10.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno inferior - Eoceno médio (Bown, 2005; Shamrock & Watkins, 2012).

Observações: Foram observados raros exemplares no *Site* 929E com preservação boa e birrefringência média a alta. Neste estudo opta-se por denominar os exemplares apenas de *C.luminis.*

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 e CP9 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Reticulofenestra*** Hay, Mohler & Wade, 1967

Cocólitos elípticos, subretangulares, subcirculares a circulares com escudo distal maior que o proximal, unidos por um tubo na área central. Alguns exemplares deste gênero apresentam estruturas e ornamentos complexos e diminutos que só podem ser observados detalhadamente ao MEV (Antunes, 2007). Originado do gênero *Toweius*, no Eoceno, este grupo taxonômico possui uma ampla representatividade e diversidade no Paleogeno e Neógeno (Romein, 1979; Perch-Nielsen, 1985; Young, 1990; Bown, 1998; Shepherd, 2016).

Reticulofenestra bisecta (Hay *et al.*, 1966) Roth, 1970

(Estampa 5, Figuras 8, 9)

1966 *Syracosphaera bisecta* Hay *et al.*, p. 393, est. 10, figs. 1-6.

1970 *Reticulofenestra bisecta* (Hay *et al.*, 1966) Roth, p 159.

2005 *Reticulofenestra bisecta* (Hay *et al.*, 1966) Bown, p. 51, est. 2, figs. 27, 28.

Descrição: Caracterizado por um contorno elíptico, área central fechada por "plug" distal muito robusto e conspícuo, tamanho médio e alta birrefringência.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Mioceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Observado no limite superior do *Site* 929E, abrange a biozona NP19/20. Exemplares abundantes, por vezes recristalizados e destaca-se pela alta birrefringência. Tamanhos variam entre 8 e 10 µm. No *Site* 354, *R. bisecta* é abundante e presente ao longo de todo o poço, com tamanho variados e birrefringência media a alta.

Biozoneamento: NP20 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 e CP19b de Okada & Bukry (1980).

Reticulofenestra daviesii (Haq, 1968) Haq, 1971

(Estampa 5, Figuras 10a, 10b)

1968 *Stradnerius daviesi* Haq, p. 32, est. 4, figs. 4, 5.

1971 *Reticulofenestra daviesii* (Haq) Haq, p. 145, est. 1, figs 7.

Descrição: Normalmente aplicado as formas que possuem um rede central com um ciclo externo de poros, mas parece integrar-se com cocólitos do tipo *R. lockeri* com redes sem poros visíveis. O aspecto destes táxons pode ser afetado por diferentes estados de conservação.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Mioceno inferior (Young, 1998).

Observações: Descrita em ambos os poços. Exemplares mais representativos estão disponíveis no *Site* 354, já que ocorre no poço por completo. Devido a boa preservação dos espécimes pode-se observar as perfurações na parte interna do cocólito, como feição diagnóstica. No *Site* 929E, apesar de sua aparição ser um pouco mais restrita, também apresenta uma boa preservação.

Biozoneamento: NP20 a NP25 (Martini, 1971); CP15 e CP19b (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra dictyoda (Deflandre, 1954) Stradner, 1968

(Estampa 5, Figura 11)

1954 *Discolithus dictiodus* Deflandre, p. 140, figs. 15, 16.

1968 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Stradner *in* Stradner & Edwards, p. 52, est. 1, figs 2-6, 9-10.

Descrição: Cocólito elíptico com área central aberta, pequeno a muito grande com dimensões entre 3-14 µm. Há uma grande variabilidade morfológica incluindo grau de elípticidade/circularidade, tamanho da área central e largura do ciclo do tubo. Um conceito muito amplo de espécie é frequentemente aplicado.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Conforme a própria definição menciona, este cocólito é disposto por uma ampla diversidade de tamanhos e formas. Encontram-se abundantemente em ambos os poços com boa preservação e birrefringência média. Os primeiros exemplares surgiram na NP13, dando inicio a ampla diversificação do gênero ao longo do Paleogeno.A *R.dictyoda* é uma das poucas espécies do gênero que, no *Site* 929E, coexistem com o gênero *Toweius*, que indica, nesta biozona, uma redução em termos de diversidade e abundância.

Biozoneamento: NP13 a NP25 (Martini, 1971); CP11 a CP19b de Okada & Bukry (1980).

Reticulofenestra erbae (Fornaciari *et al*., 2010) Bown & Newsam, 2017

(Estampas 5, Figura 12)

2010 *Cribrocentrum erbae* Fornaciari *et al*., p. 251, est. 2, fig. 1.

2017 *Reticulofenestra erbae* (Fornaciari *et al*.,) Bown & Newsam, p. 47, est. 2, figs. 13, 14.

Descrição: Placólito circular médio a grande com área central fechada, muito brilhante em luz polarizada cruzada (XPL). Consistem em dois escudos, o distal arredondado na borda, e o proximal com uma borda menor. Os elementos que compõem os escudos mostram uma ligeira sobreposição de levógira. Os escudos proximal e distal tem birrefringência alta.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Eoceno superior (Fornaciari *et al*., 2010).

Observações: Descrita nos dois poços, seus exemplares com boa preservação, alta birrefringência e dimensões que variam de 7 a 11 μm.

Biozoneamento: Conforme os poços estudados, pode-se observar na NP19/20 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Reticulofenestra hillae Bukry & Percival, 1971

(Estampa 5, Figura 13)

1971 *Reticulofenestra hillae* Bukry & Percival, p. 136, est. 6, figs. 1-3.

2017 *Reticulofenestra hillae* (Bukry & Percival) Bown & Newsam, p. 46, est. 1, figs. 44, 45.

Descrição: Cocólito elíptico e amplo com área central estreita e quadrada. Seus tamanhos variam de 9 a 14 μm, media a alta birrefringência. Dunkley Jones *et al*., (2012) analisando as amostras da expedição 320, notam exemplares com dimensões inferiores, isto é semelhante ao conceito de espécie de *R. circus* de Kaenel & Villa, 1996 (descrito como subcircular, 8-10μm), porém, são amplamente elípticos e mais parecidos com o os espécimes holótipo de *R. hillae*.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno inferior (Bown & Dunkley Jones, 2012).

Observações: Foram identificados raríssimos exemplares, detectados apenas no *Site* 929E, com dimensões entre 9 e 12 μm e alta birrefringência.

Biozoneamento: NP19 a NP22 (Martini, 1971); CP15 e CP16 (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra isabellae Catanzariti *et al*., 2010

(Estampa 5, Figuras 14, 15)

2010 *Reticulofenestra isabellae* Catanzariti *et al.*, *in* Fornaciari *et al*., p. 252, est. 2, fig. 4.

2017 *Reticulofenestra isabellae* (Catanzariti *et al*., *in* Fornaciari *et al*.,) Bown & Newsam, p. 47, est. 2, figs 11–12.

Descrição: Placolito circular muito grande com área central parcialmente fechada com alta birrefringência. Disco interno possui birrefringência mais alta que o disco externo, que encontra-se sotoposto. As suturas presentes no disco externo são retas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior (Fornaciari *et al.* 2010).

Observações: Descrita no *Site* 354, com tamanhos que variam de 12 a 16 µm, alta birrefringência e com exemplares recristalizados.

Biozoneamento: NP20 (Martini, 1971); CP15 (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra lockeri Müller, 1970

(Estampa 5, Figura 16)

1970 *Reticulofenestra lockeri* Müller, p. 116, est. 6, figs 3-5.

2012 *Reticulofenestra lockeri* (Müller) Bown & Dunkley Jones, p. 38, est. 1, figs. 25-28.

Descrição: Reticulofenestrideos elípticos com redes centrais fracamente birrefringentes estão incluídas nesta espécie.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Mioceno inferior. (Bown & Dunkley Jones, 2012).

Observações: Reticulofenestrídeo comum a abundante ao longo de todo o *Site* 354 e no que se refere ao *Site* 929E, tem um maior número de exemplares, além de serem mais desenvolvidos na porção mais superior do poço.

Biozoneamento: Encontra-se descrita da NP19/20 até a NP25 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Reticulofenestra minuta Roth, 1970

(Estampa 5, Figura 17)

1970 *Reticulofenestra minuta* Roth, p. 850, est. 5, figs. 3, 4.

Descrição: Termo usado para reticulofenestras elípticas muito pequenas, tamanhos inferiores a 3 µm. Ao microscópio óptico, embora tipicamente tenham áreas centrais abertas, muitos espécimes são vistos com áreas centrais fechadas e neste tamanho pode ser difícil distinguir as diferentes variedades. As observações nas descrições sugerem que existe uma diversidade considerável de formas nesta faixa de tamanho, porém difícil discernir.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Plioceno. (Young, 1998).

Observações características dos poços estudados: Conforme a própria descrição comenta, estão presentes exemplares inferiores a 3 µm, abundantes em todos os poços, que variam de elípticos a circulares e com variadas birrefringências. Maiores detalhes a respeitos dos exemplares são difíceis de identificar devido ao seu tamanho diminuto.

Biozoneamento: NP13 a NP25 (Martini, 1971); CP11 a CP19 (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra perplexa (Burns 1975) Wise, 1983

(Estampas 5, Figura 18)

1975 *Dictyococcites perplexa* Burns, p. 594, figs. 13,19 e 20.

1983 Reticulofenestra perplexa (Burns) Wise, p. 492.

Descrição: Placolitos elípticos de tamanho médio (5-8 µm) com a área central fechada.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno superior - Mioceno (Wei & Wise, 1990).

Observações características dos poços estudados: Exemplares bem distribuídos ao longo dos poços, apresentam tamanhos entre 5 e 7 µm. Sem perfurações na área central, bem preservados, exibindo padrão tortuoso na área central.

Biozoneamento: NP19 a NP23 (Martini, 1971); CP15 a CP18 (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra reticulata (Gartner & Smith, 1967) Roth & Thierstein, 1972

(Estampa 5, Figura 19)

1967 *Cyclococcolithus reticulatus* Gartner & Smith, p. 4, est. 5, figs 1-4.

1972 *Reticulofenestra reticulata* (Gartner & Smith) Roth & Thierstein, p. 512, est. 1, figs 44-46.

Descrição: Reticulofenestrideo, médio a grande (~8-12 µm), circular com área central estreita atravessada por uma rede distinta, robusta e visível. Formas subcirculares a elíticas também foram observadas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Eoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações características dos poços estudados: Exemplares reconhecidos na base do *Site* 354, e no topo do *Site* 929E, frequentes e com a área interna bem preservada, o que facilita a distinguir das demais reticulofenestras coexistentes neste intervalo. Suas dimensões variam de 8 a 12 µm.

Biozoneamento: NP19/20(Martini, 1971); CP15 (Okada & Bukry, 1980).

Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkowsky, 1968

(Estampa 6, Figura 1)

1965 *Coccolithus umbilicus* Levin, p. 265, est. 41, fig. 2.

1968 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini & Ritzkowski, p. 239, est. 1, fig. 7.

Descrição: Apresenta contorno tipicamente elíptico e área central relativamente aberta com rede fina e imperceptível (não birrefringente). A primeira aparição de reticulofenestrídeos elípticos muito grandes tem sido usada há muito tempo como um marcador estratigráfico distintivo (Backman & Hermelin, 1986).

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Foram descritos exemplares nos dois poços estudados, com dimensões >14 µm, com média a boa preservação, alta birrefringência. Foram observados alguns exemplares com indícios de recristalização e outros quebrados.

Biozoneamento: NP16 a NP22 (Martini, 1971); CP14a a CP16c (Okada & Bukry, 1980).

***Reticulofenestra* sp.**

Descrição: Exemplares pequenos, de forma elíptica porém com dimensões maiores do que as reconhecidas na *R. minuta*, por vezes com ornamentos na área central, porém não identificáveis, devido estarem mal preservados. Suas dimensões variam de 4 a 6 µm.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior.

Biozoneamento: NP19 a NP23 (Martini, 1971); CP15 a CP18 (Okada & Bukry, 1980).

Gênero: ***Pyrocyclus*** Hay & Towe 1962

Gênero espúrio para cocólitos de Reticulofenestrídeos sem escudos (Hay & Towe, 1962, Young *et al.*, 2017). Backman (1980) os descreveu como cocólitos com um único escudo composto de dois ciclos, um inferior com numerosos elementos imbricados e um ciclo superior com menos elementos tabulares.

Pyrocyclus hermosus Roth & Hay, 1967

(Estampa 6, Figura 2)

1967 *Pyrocyclus hermosus* Roth & Hay *in* Hay *et al*., p. 448, est.6, figs. 10-12.

Descrição: Cocólitos com dois ciclos e sem escudos, com area central aberta e larga. Os elementos sao cuneiformes em cada ciclo, com forte imbricação sinistral. São fortemente birrefringentes sob nicóis cruzados e exibem suturas retas com inclinação anti-horária por quase toda a superfície.

Amplitude estratigráfica: Eoceno - Mioceno inferior (Farinacci, 1969).

Observações: Raros exemplares recuperados no *Site* 354 e *Site* 929E, possuem uma birrefringência moderada e dimensões variando de 3 a 6μm. Conforme a literatura, Roth & Hay *in* Hay *et al.*, (1967) descrevem a variação do gênero entre 2,9 e 3,5 μm, porém, os exemplares recuperados neste estudo apresentaram, em sua maioria, dimensões superiores.

Biozoneamento: NP19 a NP22 (Martini, 1971); CP15 a CP16c (Okada & Bukry, 1980).

Pyrocyclus orangensis (Bukry, 1971) Backman, 1980

(Estampa 6, Figura 3)

1971 *Coccolithus orangensis* Bukry, p. 312, est. 2, figs. 10-11.

1980 *Pyrocyclus orangensis* (Bukry) Backman, p. 56, est. 3, figs. 6-7.

Descrição: Cocólitos pequenos e elípticos, com dois ciclos e sem escudos. Unidades cristalinas são irreconhecíveis ao MO. Sob nicóis cruzados exibe birrefringência alta, em exceção à pequena abertura central. As linhas de extinção são fortemente curvas e tornam-se difusas na borda, que por sua vez, possue birrefringência um pouco maior que o resto do cocólito.

Amplitude estratigráfica: Eoceno - Mioceno inferior (Farinacci, 1969).

Observações: Nanofóssil identificado nos poços estudados, geralmente com escudo contínuo, porém a depender da preservação pode ter alguma modificação. Exemplares comuns com birrefringência moderada e bem preservados com dimensões entre 5 e 6 μm.

Biozoneamento: NP16 a NP23 (Martini, 1971); CP14 a CP18 (Okada & Bukry, 1980).

Ordem **COCCOSPHAERALES** Haeckel, 1894 emend.

Família **COCCOLITHACEAE** Poche, 1913 emend.

Gênero ***Bramletteius*** Gartner, 1969

Cocólitos pequenos e com area central grande, finos e duas hastes formando uma cruz, suas bordas semelhantes a remo.

Bramletteius serraculoides Gartner, 1969

(Estampa 6, Figura 4)

1969 *Bramletteius serraculoides* Gartner, p. 31, est.1, figs 1-3.

Descrição Cocólito elíptico, pequeno, com escudo delgado e com area central ampla composta por duas hastes em forma de cruz, na qual suas extremidades são maiores, semelhante a um remo.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio a Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Observado apenas no site 929E, raros exemplares, baixa birrefringência e muito pequenos 3 a 5 μm.

Biozoneamento: NP19/20 (Martini, 1971); CP15 (Okada & Bukry, 1980).

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 dela (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967

(Estampa 6, Figura 5)

1961 *Coccolithites delus* Bramlette & Sullivan, p. 151, est. 7, fig 1-2.

1967 *Campylosphaera dela* (Bramlette & Sullivan) Hay & Mohler, p. 1531, est. 5, fig. 12.

Descrição: espécie é caracterizada por um amplo contorno oblongo composto por uma cruz robusta dentro de uma area central mais estreita.

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

Observações: Diagnosticada apenas no *Site* 929E, com birrefringência e relevo maiores do que a *C. eodela,* dimensões variando de 7 a 9 μm.

Biozoneamento: NP10 a NP17 (Martini, 1971); CP8 a CP10 (Okada & Bukry, 1980).

Campylosphaera eodela Bukry & Percival, 1971

(Estampa 6, Figuras 6, 7)

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

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, birrefringência e relevo baixo a médio. Formas intermediárias podem ser difíceis de diferenciar, pois *C. eodela* e *C. dela* co-ocorrem por um tempo.

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*.

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

Observações: O tamanho dos exemplares variam de 7 a 10 µm, são comuns no *Site* 929E, com birrefringência e relevo mais suave, com a cruz bem discreta na área interna do cocólito e moderadamente preservada. Por vezes encontram-se exemplares com a área central vazia ou de difícil identificação.

Biozoneamento: NP9 a NP11 (Martini, 1971); CP8 a CP9 (Okada & Bukry, 1980).

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) Hay & Mohler, 1967.

(Estampa 6, Figuras 8, 9)

1961 *Coccolithus bidens* Bramlette & Sullivan, p. 139, est. 1, fig. 1.

1967 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan) Hay & Mohler, p. 1526, est. 196, figs 14-17.

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 recobrindo a estrutura da área central. A sua birrefringência e relevo variam de médio a alto.

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

Observações: Exemplares observados apenas no *Site* 929E com média birrefringência, preservação ruim a moderada, com dimensões entre 9 e 12 µm.

Biozoneamento: NP9 a NP10 (Martini, 1971); CP8 a CP9 (Okada & Bukry, 1980).

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

(Estampa 6, Figura 10)

1964 *Coccolithus californicus* Sullivan, p. 180, est. 2, figs. 3-4.

1967 *Chiasmolithus californicus* (Sullivan, 1964) Hay & Mohler, p.1527, est. 196, figs. 18-20.

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.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Varol 1992).

Observações: O seu tamanho, normalmente, varia de 8 a 12 micras, exemplares descritos apenas no *Site* 929E, birrefringência e preservação média. Nota-se que eles são mais comuns no material de estudo a partir do Eoceno.

Biozoneamento: NP9 a NP12 (Martini, 1971); CP8 a CP10 (Okada & Bukry, 1980).

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

(Estampa 6, Figuras 11, 12)

1961 *Coccolithus consuetus* Bramlette & Sullivan, p.139, est. 1, figs. 2a-c.

1967 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler, p. 1526, est. 196, figs. 23-25.

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.

De acordo com Costa (1992), *C. consuetus* 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.*

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

Observações: Exemplares presentes no *Site* 929E, com boa preservação e birrefringência, com tamanhos de 5 a 12 micras.

Biozoneamento: NP11 a NP16 (Martini, 1971); CP9 a CP14a (Okada & Bukry, 1980).

Chiasmolithus eograndis Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 6, Figura 13)

1971 *Chiasmolithus eograndis* Perch-Nielsen, p. 16, est. 10, figs. 5, 6.

Descrição: *Chiasmolithus* grande com amplo ciclo centro-distal, área central relativamente ampla e barras diagonais, duas das quais são fortemente curvadas e deslocadas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Shamrock & Watkins 2012).

Observações: Observado no *Site* 929E, em um intervalo bem restrito de amostras. Destaca-se pelo seu tamanho de 10 a 12 µm, além da sua alta birrefrigência, exemplares variando de boa a moderada preservação.

Biozoneamento: NP10 (Martini, 1971), CP8 e CP9 (Okada & Bukry, 1980).

Chiasmolithus expansus (Bramlette & Sullivan, 1961) Gartner, 1970

(Estampa 6, Figura 14)

1961 *Coccolithus expansus* Bramlette & Sullivan, p. 139, est. 1, figs. 5a-d.

1970 *Chiasmolithus expansus* (Bramlette & Sullivan) Gartner, Pl.3, fig.11.

Descrição: *Chiasmolithus* grande a muito grande com escudos relativamente estreitos, amplo ciclo centro-distal, ampla área central e barras diagonais curvadas, que formam uma forma de H.

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

Observações: Observado no *Site* 929E, em um intervalo bem restrito de amostras. Destaca-se pelo seu escudo distal com maior birrefringência do que a sua área interna. Dimensões de 13 a 17 µm.

Biozoneamento: NP15 (Martini, 1971), CP13b (Okada & Bukry, 1980).

Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel, 1954) Radomski, 1968

(Estampa 7, Figura 1)

1954 *Coccolithus grandis* Bramlette & Riedel, p. 391, est. 38, figs 1a-b.

1968 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette & Riedel) Radomski, p. 559, est. 155, fig. 11, 12.

Descrição: *Chiasmolithus* muito grande com amplo ciclo distal, ampla área central e amplas barras diagonais curvadas, que formam um H. Normalmente exibe quatro pequenos 'dentes' conjuntos que se projetam na área central ao longo dos eixos principais.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen,1985)

Observações: Exemplares identificados no *Site* 929E, devido a boa preservação de alguns, denota-se dois "dentes" bem definidos, porém a maioria dos exemplares estão recristalizados, deformando um pouco os dentes na borda interna do cocólito.

Biozoneamento: NP15 a NP17 (Martini, 1971), CP13 a CP14 (Okada & Bukry, 1980).

Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 7, Figura 2)

1971 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, p. 20, est. 13, figs. 13, 14.

Descrição: *Chiasmolithus* médio a pequeno com área central estreita, com barras diagonais estreitas, em exemplares bem preservados pode-se observar duas barras curvas e duas barras relativamente retas.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno médio (Perch-Nielsen,1985)

Observações: Em termos de abundância, os exemplares são bem distribuídos ao longo do *Site* 929E, por vezes bem preservados, com dimensões de 6 a 8 μm.

Biozoneamento: Encontra-se descrita no intervalo NP9 a NP17 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1968

(Estampa 7, Figura 3)

1961 *Coccolithus solitus* Bramlette & Sullivan, p. 140, est. 2, figs. 4a-c.

1968 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette & Sullivan) Locker, p.226, est.3, figs 22-23.

Descrição: Caracterizado por um escudo distal largo, área central estreita e barras diagonais largas, duas que curvam e são deslocadas onde se encontram. As barras são birrefringentes e podem apresentar linhas de extinção.

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

Observações: Bem distribuído ao longo do *Site* 929E, presente na maioria das biozonas diagnósticas neste poço. Foi observada uma maior quantidade de exemplares a partir da biozona NP16, anterior a esta, foi observado raros exemplares.

Biozoneamento: Encontra-se descrita no intervalo NP10 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Chiasmolithus titus Gartner,1970

(Estampa 7, Figura 4)

1970 *Chiasmolithus titus* Gartner p. 945, fig. 17.

Descrição: Diagnosticado por uma área central estreita, delimitada por uma barra transversal diagonal e outra que é fortemente curvada. Cocólito médio a pequeno.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen,1985).

Observações: Uma das poucas espécies do gênero *Chiasmolithus*, que podem ser descritas no Oligoceno, são exemplares descritos em ambos os poços, frequentes, boa preservação e birrefringência, dimensões que variam de 7 a 9 μm.

Biozoneamento: Encontra-se descrita no intervalo NP15 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde a CP13 a CP16 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Coccolithus*** Schwartz, 1894

Cocólitos elípticos a circulares com área central aberta, apresentando barra transversal simples ou uma delicada cruz axial. São placolitos com escudo distal, geralmente maior que o proximal, e ciclo inferior da área central formados pela unidade V, assim como o escudo proximal, com elementos radiais, e o ciclo superior da área central formados pela unidade R. Área central aberta ou transpassada por barra disjunta na superfície proximal (Antunes, 2007).

Coccolithus biparteoperculatus Varol, 1991

(Estampa 7, Figura 5)

1991 *Coccolithus biparteoperculatus* Varol, p. 220, pl. 7, figs 11-12.

Descrição: Cocólito com escudo distal amplo, porém pouco birrefringente e a área central estreita é preenchida por uma barra oval de duas partes com uma sutura transversal.

Bown & Dunkley Jones (2012), perceberam a semelhança ao *Coccolithus cachaoi* (Bown, 2005), mas distinguido pela barra de duas partes.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Varol, 1991).

Observações: Cocólito médio a grande, com exemplares de até 12 μm, escudo distal amplo com placas delgadas imbricadas, com baixa birrefringência e área interna preenchida por uma placa com alta birrefringência, por vezes, conforme a preservação pode-se observar as suturas na parte interna. Esta espécie pode ser observada no *Site* 929E esporádicas vezes, em um intervalo bem restrito.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP12 (Martini, 1971), que corresponde a CP10 de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus bownii Jiang & Wise, 2007

2007 *Coccolithus bownii* Jiang & Wise, 236-237, est. 1, figs 1-21.

Descrição: Cocólito elípticos a subcirculares de tamanho médio, com uma área central ampla e aberta que pode ser atravessada por uma frágil cruz axial. sua área central é mais larga do que em *C. pelagicus*, e o ciclo interno é mais estreito do que em *C. foraminis* Bown, 2005 e *C. latus* Bown, 2005.

Bown (2010) sugere que esta espécie é o cocólito dominante dentro das assembléias PETM, e parece estar restrita ao intervalo CIE, foi descrita a partir de Elevação Demerara (Jiang & Wise, 2007), mas acredita que tem uma distribuição generalizada, porém tem sido confundida com outras espécies, por exemplo, *Markalius apertus* (Perch-Nielsen, 1985).

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bown, 2010).

Observações: Exemplares identificados no *Site* 929E, com birrefringência media a alta, a maioria dos exemplares com preservação ruim, borda externa do escudo distal bem corroída.

Biozoneamento: NP9 a NP10 (Martini, 1971); CP8 (Okada & Bukry, 1980).

Coccolithus cachaoi Bown, 2005

(Estampa 7, Figura 6)

2005 *Coccolithus cachaoi* Bown, p. 52, est. 3, figs. 8-10.

Descrição: Cocólitos elípticos de tamanho médio a grande, com área central estreita, com barras largas, transversais e disjuntas. Alguns *Coccolithus pelagicus* têm uma barra de área central, mas se sobrepõem a area central, enquanto que na espécie relatada, a barra encaixa perfeitamente na area central.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: Exemplares foram identificados no *Site* 929E na parte mais superior do Eoceno médio até o Eoceno Superior, são frequentes com boa preservação e com dimensões que variam de 6 a 8 μm. No que se trata do *Site* 354, esta espécie encontra-se com frequência e boa preservação em todas as amostras descritas.

Biozoneamento: NP17 a NP23 (Martini, 1971); CP14b a CP18 (Okada & Bukry, 1980).

Coccolithus crassus Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 7, Figura 7)

1961 *Coccolithus crassus* Bramlette & Sullivan, p. 139, est. 1, figs. 4a-d.

Descrição: Caracterizado por forma elíptica a circular, com um escudo distal com alta birrefringência e área centra aberta. Os limites da borda externa não são bem definidos.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior (Wei 1993).

Observações: Raros exemplares foram descritos no *Site* 929E com alta birrefringência, com bordas do escudo externo bastante tortuosas.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP13 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde a CP11 a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1954) Bramlette & Sullivan, 1961 (Estampa 7, Figura 8)

1954 *Tremalithus eopelagicus* Bramlette & Riedel, p. 392, est. 38, figs. 2a, b.

1961 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel, 1954) Bramlette & Sullivan, est.3, fig.11.

Descrição: Similar ao *C. pelagicus*, porém com birrefringência e relevo altos, e dimensões superiores a 14 μm.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior ao Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985)

Observações: Nanofóssil comum a frequente no Site 929E. Caracterizado pela alta birrefringência, com área interna vazia e/ou por vezes possui uma barra com birrefringência baixa. Destaca-se dos demais cocólitos pelo tamanho e alta birrefringência do escudo externo.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP9 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 a CP16 de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus foraminis Bown, 2005

(Estampa 7, Figura 9)

2005 *Coccolithus foraminis* Bown p. 52, est.3, figs 26-30.

Descrição: Coocólito subcircular, médio a grande com área central ampla e vazia (menos ou igual à largura dos escudos).

Segundo Bown (2005) é similar ao *C. formosus* mas subcircular e com uma área central mais larga.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown 2005).

Observações: Descrito nas amostras do *Site* 929E, exclusivos na NP10, onde são abundantes com boa preservação e dimensões que variam de 8 a 10 μm. Bastante semelhantes aos *C. formosus*, com exceção a forma subcircular.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP9 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP9a de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973

(Estampa 7, Figuras 10a, 10b)

1963 *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, p. 163, est. 2, fig. 8.

1973 *Coccolithus formosus* (Kamptner) Wise, p. 608, est.3, figs 16-18.

Descrição: Cocólito médio a grande, circular com área central vazia e estreita.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações*: C. formosus* foi descrito no *Site* 354 e no *Site* 929E, com birrefringência média a alta, bem preservados e abundantes ao longo de todo o intervalo. Suas dimensões são pouco variáveis, ficando em torno de 10 a 12 μm.

Biozoneamento: NP11 a NP21 (Martini, 1971); CP9b a CP16a (Okada & Bukry, 1980).

Coccolithus gigas Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 8, Figura 1)

1961 *Coccolithus gigas* Bramlette & Sullivan, *emend*. Pl. 2, fig. 7.

2017 *Coccolithus gigas* (Bramlette & Sullivan) Bown & Newsam, p. 48, est. 3, figs 21-22, 25-26.

Descrição: Cocólito muito grande, com uma área central estreita a moderadamente larga, delimitada por barras grossas de orientação diagonal ou quase diagonal, com delgadas extinções ao longo das barras.

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

Observações: Disposto apenas no *Site* 929E, em um intervalo de tempo bem restrito, porém com formas bastante proeminentes, que se destacam pelo tamanho (17 a 20 μm) e pela alta birrefringência.

Biozoneamento: NP15 (Martini, 1971); CP13b (Okada & Bukry, 1980).

Coccolithus latus Bown, 2005

(Estampa 7, Figura 11)

2005 *Coccolithus latus* Bown, p. 52, est.3, figs 31-35.

Descrição: Cocólito elípticos, de tamanho médio a grande, com ampla área central vazia (maior que a largura dos escudos). Como *C. formosus* e *C. foraminis*, mas elípticos e com uma área central mais larga.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown, 2005).

Observações características dos poços estudados: São reconhecidos no *Site* 929E, com boa preservação e média birrefringência com dimensões entre 6 e 10 μm.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP9 a NP11 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP9a de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus mutatus (Perch-Nielsen, 1971) Bown, 2005

(Estampa 7, Figura 12)

1971 *Cruciplacolithus mutatus* Perch-Nielsen, p. 23, est. 15, fig. 2.

2005 *Coccolithus mutatus* (Perch-Nielsen, 1971) Bown, p. 52, est. 3, figs 7, 13-14, 18.

Descrição: Cocólito muito grande com escudo espesso e área central de largura moderada, delimitada por barras axiais ou quase axiais estreitas.

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

Observações: Exemplar descrito apenas no *Site* 929E, bem preservado, birrefringência média, por vezes foi necessária o uso da lente acessória (λ) para auxiliar na identificação das barras.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP14 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde a CP12 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus pauxillus Bown, 2010

(Estampa 7, Figura 13)

2010 *Coccolithus pauxillus* Bown, p. 29, est. 3, figs 13.

Descrição: Cocólito circular pequeno (<5 μm) com área central estreita e aberta.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno médio (Bown, 2010).

Observações: Descritos no *Site* 929E, exemplar varia de comum a abundante, são predominantes na base da NP10. Apesar do seu tamanho diminuto, nota-se espécie com boa preservação.

Biozoneamento: NP9 a NP12 (Martini, 1971), CP8b a CP10 (Okada & Bukry, 1980).

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1871) Schiller, 1930

(Estampa 8, Figuras 2a, 2b, 3)

1871 *Coccosphaera pelagica* Wallich, p. 384.

1930 Coccolithophora pelagica (Wallich) Schiller, p. 138, est. 5, fig. 58.

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

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 μm. Espécimes do Paleoceno apresentam dimensões reduzidas, estas dimensões tendem a aumentar no Neógeno, podendo apresentar tamanhos próximos a 9 μm ou mais (Antunes, 2007).

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

Observações: Espécie abundante em ambos os poços, possuem dimensões e birrefringências variadas, sua preservação oscila entre boa a ruim. Por vezes, pode-se observar a presença de indivíduos com barras cruzando a área central.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP9 a NP23 (Martini, 1971), que corresponde a CP08 a CP18 de Okada & Bukry (1980).

Coccolithus staurion Bramlette & Sullivan 1961

(Estampa 8, Figura 4a, 4b)

1961 *Coccolithus staurion* Bramlette & Sullivan, p. 141, est. 2, figs 5-6.

Descrição: Cocólito muito grande, com dimensões limitadas a 12 μm, área central estreita, delimitada por barras axiais robustas e retas.

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

Observações: Observado apenas no *Site* 929E, exibe dimensões de 10 a 12 μm.

Biozoneamento: Descrita na biozona NP10 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde a CP9 a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Coronocyclus*** Hay, Mohler & Wade, 1966

Cocólitos com anel aberto, sem escudos. Possui elementos da borda intercrescidos. Apresentam birrefringência alta sob nicóis cruzados e um ciclo interno serrilhado.

Coronocyclus nitescens (Kamptner, 1963) Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampa 8, Figura 5)

1963 *Umbilicosphaera nitescens* Kamptner, p.187, est. 1,fig. 5;figs. 37a-c.

1967 *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette & Wilcoxon, p. 127, est 1, fig 4.

2013 *Coronocyclus nitescens* Gama & Varol, p. 8, est. 3, figs. 9-12.

Descrição: Placolito em forma de anel com área central aberta e espinhos desenvolvidos na porção distal. Nenhum desenvolvimento de escudos aparente, porém apresentam forte birrefringência sob nicóis cruzados. Segundo Da Gama e Varol (2013), *C. nitescens* apresenta grande variação interespecífica quanto às dimensões totais e das bordas, onde espécimes com bordas mais largas que 2 µm são inseridos na subespécie *Coronocyclus nitescens* subsp. *latus*.
Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Mioceno (Young, 1998).
Observações: Neste estudo, os exemplares recuperados foram observados nos dois *Site*s e variam entre 6 e 9 µm, apresentaram preservação moderada a boa, facilitando o reconhecimento das bordas serrilhadas típicas.
Biozoneamento: Descrita na biozona NP20 a NP23 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 a CP18 de Okada & Bukry (1980).

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

Possuem cruz axial ou quase axial na sua área central.

Cruciplacolithus cassus Bown, 2005

2005 *Cruciplacolithus*? *cassus* Bown, p. 28, est. 6, fig. 1.
2010 *Cruciplacolithus cassus* Bown, p. 17, est. 6, figs 1-3.
Descrição: Placolito bicíclico com escudo exterior escuro, escudo interno ligeiramente mais brilhante e área central relativamente larga, aproximadamente mesma largura que os escudos. Não foram observadas estruturas centrais.
Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bown, 2010).
Observações características dos poços estudados: Foram observados raros exemplares ao longo do *Site* 929E com dimensões de 3 a 6 µm, demonstram baixa birrefrigência no escudo externo.
Biozoneamento: Observadas na biozona NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Cruciplacolithus cruciformis (Hay & Towe, 1962) Roth, 1970

1962 *Cyathosphaera cruciformis* Hay & Towe, p. 508, est. 2, fig. 6.
1970 *Cruciplacolithus cruciformis* (Hay & Towe, 1962) Roth, p. est. 4, fig. 21.
Descrição: Cocólito com escudos estreitos e barras transversais axiais a diagonais.
Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown, 2005).
Observações: Raros exemplares foram identificados no *Site* 929E, são pequenos (5 a 7 µm) e com birrefringência media.

Biozoneamento: Observadas na biozona NP15 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde a CP13 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

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

(Estampa 8, Figuras 6, 7)

1977 *Chiasmolithus frequens* Perch-Nielsen, p. 748, est. 18, fig. 2, 4, est. 19, figs. 1-5.

1979 *Cruciplacolithus frequens* (Perch-Nielsen, 1977) Romein, p. 227, est.9, fig. 6.

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.

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

Observações: Exemplares comuns, porém, nas amostras analisadas aparecem em um restrito intervalo de tempo. Por serem cocólitos médios a grandes, alta birrefringência são mais simples de reconhecer. Alguns exemplares encontram-se bastantes recristalizados, dificultando a identificação dos mesmos, que requer um pouco mais de atenção. Dimensões 8 a 12 µm, podendo normalmente ser encontrado exemplares maiores.

Biozoneamento: NP9 a NP10 (Martini, 1971), CP8b a CP9 (Okada & Bukry, 1980).

Cruciplacolithus latipons Romein, 1979

1979 *Cruciplacolithus latipons* Romein, p. 227, est. 9, figs 7, 8.

Descrição: *Cruciplacolitus* pequeno a moderado com uma área central estreita quase preenchida por barras transversais axiais largas que tipicamente mostram linhas medianas de extinção em XPL.

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

Observações: Foram descritos raros exemplares desta espécie. Birrefringência média com dimensões variando de 3 a 7 µm e boa a moderada preservação.

Biozoneamento: Observadas na biozona NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, 1977

(Estampa 8, Figura 8)

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

Descrição: São pequenas espécies elípticas com uma abertura relativamente grande na sua área central, atravessada por uma delgada cruz que se limita com a borda do cocólito. A birrefringência e relevo variam de baixo a médio.

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. inseadus*. A autora acrescenta que os exemplares mais antigos de *C. primus* são muito pequenos, variando de 3 a 5 micras.

Segundo Bown (2010), 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.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Varol, 1989).

Observações: Pequenos raros exemplares identificados no material de estudo, com tamanhos de 3 a 8. µm, com boa preservação e média birrefringência, as barras em formato de cruz são de facil identificação, devido a boa preservação.

Biozoneamento: Observadas na biozona NP9 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b de Okada & Bukry (1980).

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 orbis Bown, 2016

(Estampa 8, Figura 9)

2016 *Ericsonia orbis* Bown, p. 36, est. 1, figs 44-50; p. 46, est.. 11, figs 4-6.

Descrição: *Ericsonia* circular, pequena (<5 µm), com uma largura de área central igual ou ligeiramente superior à largura do escudo.

Distingue-se da *Ericsonia robusta* e da *Ericsonia aliquanta* pelo seu tamanho menor, e da *Ericsonia subpertusa* pelo seu tamanho menor e área central relativamente maior. (Bown, 2016).

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Oligoceno inferior (Bown, 2016).

Observações: Espécie diminuta, encontrada com frequência ao longo das amostras estudadas no *Site* 929E com boa preservação e birrefringência média.
Biozoneamento: Observadas na biozona NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Ericsonia subpertusa Hay & Mohler1967.

(Estampa 8, Figura 10)

1967 *Ericsonia subpertusa* Hay & Mohler, p. 1531, est. 198, figs 11, 15 e 18.
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 (Varol, 1989).
Observações: Espécies encontradas nas amostas mais basais do *Site* 929E com dimensões entre 5 a 10 µm com boa preservação e birrefringência.
Biozoneamento: Descritas nas biozonas NP9 e NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8b e a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Gênero: ***Clausicoccus***

Grandes variedades de tamanhos são vistos neste grupo de muito pequeno a muito grande. Parede semelhante à de um cocólito, mas com uma placa perfurada cobrindo a área central do lado distal. O ciclo interno distal pode apresentar-se estreito ou reduzido.

Clausicoccus fenestratus (Deflandre & Fert, 1954) Prins, 1979

(Estampa 8, Figura 11)

1954 *Discolithus fenestratus* Deflandre and Fert, p. 139, est. 11, fig. 25.
1961 *Coccolithites cribellum* Bramlette & Sullivan, p. 151, est. 7, figs. 5a-b, 6a-b.
1979 *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre & Fert, 1954) Prins, p. 4, est. 4, figs 35–36.
Descrição: Placolito elíptico de borda larga e área central estreita com mais de um ciclo de perfurações na área central. Possui tamanho médio e birrefringência média a baixa.
Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Mioceno inferior (Young, 1998).
Observações: Raros exemplares encontrados no topo do *Site* 929E compreendem a NP21, birrefringência baixa a média. No que se refere ao *Site* 354, essas espécies são comuns na maioria das amostras descritas. O grau de preservação é bastante semelhante em ambos os poços estudados.

Biozoneamento: Descritas nas biozonas NP21 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde a CP16 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Clausicoccus norrisii Bown & Newsam, 2017

(Estampa 8, Figura 12)

2017 *Clausicoccus norrisii* Bown & Newsam, p. 49, est. 4, figs 40–43.

Descrição: Cocólito elíptico a amplamente elíptico com escudos largos e área central moderadamente larga (semelhante à largura do escudo), atravessado por uma placa indistintamente perfurada e por fortes linhas de extinção diagonal. O ciclo interno brilhante é relativamente indistinto. Distinguido de outros *Clausicoccus* por tamanho maior, escudo relativamente mais largo e placa de área central brilhante, mas indistintamente perfurada.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Shamrock & Watkins 2012).

Observações: Raros exemplares observados apenas no *Site* 929E, grandes, com pequenas perfurações, bem preservados e com birrefringência média. Tornam-se mais frequentes meados da NP17, chegando a contabilizar dez indivíduos por lâmina descrita.

Biozoneamento: Descritas nas biozonas NP14 a NP17 (Martini, 1971), que corresponde a CP12 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Clausicoccus subdistichus Prins, 1979

(Estampa 8, Figura 13a, 13b)

1979 ***Clausicoccus subdistichus*** Prins, p. 4, est.1, figs 4,5.

Descrição: Placolito elíptico com área central estreita, geralmente igual à largura da parede. Com poucas perfurações na área central.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Mioceno inferior (Young, 1998).

Observações: Exemplares pequenos, presente em todas as amostras referentes ao *Site* 354, torna-se abundante entre a NP22 e NP25, bem preservados com média a baixa birrefringência. No *Site* 929E, sua presença encontra-se restrita as biozonas NP20 e NP21, porém quantidade de exemplares muito inferiores comparados ao *Site* 354.

Biozoneamento: Descritas nas biozonas NP19 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde a CP15 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Gênero: ***Craticullithus*** Bown, 2010

Os cocólitos possuem uma ampla área central coberta por grelhas tipo treliça ou placas. Os elementos de escudo distal mostram suturas dobradas e escalonadas, embora o ciclo centro-distal seja variavelmente desenvolvido. A borda e as estruturas centrais são semelhantes às de *Cruciplacolithus,* e assim este gênero é colocado dentro da Família Coccolithaceae, embora sua estrutura de borda também seja comparável com os cocólitos atualmente classificados dentro das *Calcidiscaceae.*

Craticullithus cassus Bown, 2005

(Estampa 8, Figura 14)

2005 *Cruciplacolithus cassus* Bown, p.28, est. 6, fig. 1.

Descrição: Placolito com uma ampla área central tipicamente coberta por grelhas tipo treliça ou placas não perfuradas. O escudo distal parece ser bicíclico: os elementos do ciclo externo são unidos ao longo de suturas distintamente dobradas; o ciclo interno parece ter uma superfície superior lisa e as suturas são menos claras, mas são amplamente radiais.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: São placolitos pequenos a médios, com baixa birrefrigencia na borda externa e média na borda interna do cocólito. Presentes no *Site* 929E, principalmente nas amostras que datam do Paleoceno.

Biozoneamento: Descritas nas biozonas NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde a CP8 a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Família **CALCIDISCACEAE**

Gênero ***Calcidiscus*** Kamptner, 1950

Possuem contorno circular ou aproximadamente circular a elípticos e subelípticos com área central com abertura estreita ou fechada, podendo ser preenchida ou não com uma fina malha microcristalina. O escudo proximal é birrefringente, enquanto o distal não apresenta birrefringência notável. Possuem suturas curvas e seus escudos são facilmente separados (Boesiger *et al*., 2017).

Calcidiscus bicircus Bown, 2005

(Estampa 9, Figura 1)

2005 *Calcidiscus bicircus* Bown, p. 58, est. 9, fig. 11-23.

Descrição: Placolito circular a subcircular composto por um escudo distal com baixa birrefringência e área central quase fechada por um escudo estreito e brilhante.

Amplitude estratigráfica: Eoceno (Bown, 2007).

Observações: Identificado no *Site* 929E, exemplares comuns e com boa preservação com dimensões variando de 5 a 8 µm. Facilmente visíveis no MO em nicóis paralelos, devido ao médio a alto relevo do escudo externo.

Biozoneamento: NP11 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Calcidiscus pacificanus (Bukry, 1971) Varol, 1989

(Estampa 9, Figura 2)

1971 *Striatococcolithus pacificanus* Bukry, p. 323, est. 7, figs 3-8.

1989 *Calcidiscus pacificanus* (Bukry) Varol, p. 310, est. 2, fig. 22.

Descrição: Placolitos circulares a subcirculares médios a grandes com área central fechada. Os elementos do escudo são claramente visíveis e o escudo proximal é significativamente menor do que o distal.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Shamrock & Watkins 2012).

Observações: Observados no *Site* 929E, com boa preservação, birrefringência baixa e tamanhos pequenos, entre 6 e 8 µm.

Biozoneamento: NP10 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Umbilicosphaera*** Lohmann, 1902

Cocólitos semelhantes aos *Calcidiscus*, com baixa birrefringência sob nicóis cruzados e relevo alto sob nicóis em paralelo, porém, a abertura central maior que a espessura dos escudos, formando uma estrutura anelar com maior birrefringência é a característica diagnóstica para a separação entre os gêneros supracitados (Perch-Nielsen, 1985; Antunes 2007).

Umbilicosphaera bramlettei (Hay & Towe, 1962) Bown *et al*., 2007

(Estampa 9, Figura 3, 4)

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

2007 *Umbilicosphaera bramlettei* (Hay & Towe, 1962) Bown *et al.*, p. 30, est. 2, figs 1-4, 7-12.

Descrição: Varia significativamente em tamanho através do Eoceno, com diâmetro tipicamente maior do que 7,5 μm.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno - Oligoceno inferior (Bown, 2007).

Observações: Área interna vazia e ampla, borda interna do escudo é delgada e com birrefrigência media. Comparada com as demais Umbilicosphaeras descrita nos poços, esta é a maior e com área central maior.

Biozoneamento: NP9 a NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Umbilicosphaera detecta (De Kaenel & Villa, 1996) Young & Bown, 2014

(Estampa 9, Figura 5)

1996 *Ericsonia detecta* De Kaenel & Villa, p. 125, est. 4, figs 1-3.

2014 *Umbilicosphaera detecta* (De Kaenel & Villa) Young & Bown, p. 42.

Descrição: Cocólitos elípticos com tamanho médio a grande com bordas estreitas de ampla área central. A largura do escudo é cerca de metade da largura da área central.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio – Mioceno (Kaenel & Villa, 1996).

Observações: Presente em ambos os poços, raros exemplares, bem preservados e com baixa birrefringência. Ciclo interno delgado porem com birrefringência um pouco mais elevada que o ciclo externo.

Biozoneamento: NP15 a NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP13 a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Umbilicosphaera jordanii Bown, 2005

(Estampa 9, Figura 6)

2005 *Umbilicosphaera jordanii* Bown, p. 57, est. 8, figs 16-24.

Descrição: Placolitos de tamanho médio, circulares, em forma de anel, com escudo distal não birrefringente, ciclo tubular estreito e brilhante atravessado por linhas de extinção não axiais e área central desocupada que é ligeiramente mais larga que os escudos. Escudos mais largos que

C. bramlettei e *C. nitescens*. As linhas de extinção que atravessam o ciclo do tubo são quase axiais em *U. protoannulus* e quase diagonal em *U. jordanii.*

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Oligoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: Presente no *Site* 929E. Exemplares pequenos a médios como borda interna do disco espessa e com média a alta birrefringência. O escudo distal tem largura semelhante a da borda interna brilhante.

Biozoneamento: NP14 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 a CP16 de Okada & Bukry (1980).

Umbilicosphaera protoannulus (Gartner, 1971) Young & Bown 2014

(Estampa 9, Figura 7)

1971 *Cyclococcolithina protoannula* Gartner, p. 109, est. 5, figs. 1-2.

2014 *Umbilicosphaera protoannulus* (Gartner) Young & Bown, p. 42.

Descrição: Tamanho pequeno, anéis circulares que são nitidamente visualizados em XPL. O ciclo interno brilhante é mais estreito do que o ciclo externo, e atravessado por linhas de extinção axial.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Bown, 2007).

Observações: Encontrado pequenos exemplares ao longo do *Site* 929E, com birrefrigencia média e boa preservação.

Biozoneamento: NP13 a NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP11 a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Heterococólitos de afinidades incertas

Incertae sedis

Gênero: ***Biantholithus*** Bramlette & Martini, 1964

Placolitos circulares a estrelados contruídos de 6-12 grandes elementos radiais. Muitas vezes dão a aparência de nanoplânctons estrelados com baixa birrefringência.

Biantholithus sparsus Bramlette & Martini, 1964

(Estampa 9, Figura 8a, 8b)

1964 *Biantholithus sparsus* Bramlette & Martini, p. 305, est. 4, figs. 21-24.

Descrição: Possue oito a doze segmentos, ligeiramente inclinados, como as lâminas de que parecem pétalas. As extremidades dos segmentos são arredondadas para um truncamento acentuado. Os nicóis cruzados mostram um padrão de extinção distinto com curvatura no sentido horário de elementos radiais como visto do lado distal.

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

Observações: Raríssimos exemplares encontrados no *Site* 929E, com birrefrigencia média e alguns exemplares muito alterados e/ou recristalizados.

Biozoneamento: NP9 a NP11 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Ellipsolithus*** Sullivan, 1964

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

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

(Estampa 9, Figura 9)

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

1964 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette & Sullivan) Sullivan, p. 212, est.5, figs 6, 8.

Descrição: São cocólitos que possuem um formato elíptico e consistem de uma placa delgada 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. 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*.

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

Observações: Notou-se raros exemplares no limite Paleoceno-Eoceno, mostram-se em um intervalo muito restrito com raros indivíduos. Possuem tamanho grande, variando de 8 a 12 µm.

Biozoneamento: NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP9 de Okada & Bukry (1980).

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

(Estampa 9, Figura 10)

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

1964 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan) Sullivan, p. 212.

1985 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan) Perch-Nielsen, p. 533, fig. 82.

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 µm, podendo ser encontrados maiores que 12 micras. Segundo Perch-Nielsen (1985), *Ellipsolithus macellus* exibe área central não perfurada, com sua placa apresentando dois orifícios centrais em cada extremidade do eixo maior. *E. bollii* conta com inúmeras e diminutas perfurações em sua área central, apresentando bordas proeminentes nas margens do escudo.

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

Observações: Identificados no *Site* 929E, com baixa birrefringência, com preservação boa e dimensões 7 a 10 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP9a de Okada & Bukry (1980).

Gênero: ***Ilselithina*** Stradner *in* Stradner and Adamiker, 1966.

Placolito com escudo distal reduzido a anel de espinhos. Normalmente, em vista lateral, e nesta orientação, todo o cocólito é formado por um único ciclo de elementos, com eixo C subvertical.

Ilselithina fusa Roth, 1970

(Estampa 9, Figura 11)

1970 *Ilselithina fusa* Roth, p. 856, est. 7, figs. 2, 3.

Descrição: Disco proximal sem fendas entre os elementos; elementos do disco distal delicados, pontas bem separadas.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno - Mioceno (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Raríssimos exemplares encontrados apenas no *Site* 354, tamanho pequeno, birrefringência média a baixa e bem preservados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP21 e NP22 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP16 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Markalius*** Bramlette & Martini, 1964

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

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

(Estampa 9, Figura 12, 13)

1954 *Cyclococcolithus leptoporus inversus* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 150, est. 9, figs 4-7.

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

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 µm. Em geral, os exemplares do Eoceno são menores e muito menos frequentes.

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

Observações: Disposto nos dois poços estudados, sua presença varia de rara a comum, birrefrigencia média a baixa, e por vezes exemplares recristalizados.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP10 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Pedinocyclus*** Bukry & bramlette, 1971

Cocólitos tipicamente circulares com escudo largo e plano e elementos de bordo unidos ao longo de suturas inclinadas. O escudo é escuro em XPL, mas um escudo interno estreito e mais brilhante pode estar presente.

Pedinocyclus larvalis (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1973

(Estampa 9, Figura 14, 15)

1969 *Leptodiscus larvalis* Bukry & Bramlette, p. 134, est. 2, figs 8-11.

1973 *Pedinocyclus larvalis* (Bukry & Bramlette) Loeblich & Tappan, p. 742, est. 10, fig. 14.

Descrição: Cocólitos circulares com escudo largo e plano e elementos de bordo unidos ao longo de suturas inclinadas. O escudo é escuro em XPL, mas um escudo interno estreito e mais brilhante é geralmente visível.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Espécie descrita nos dois poços estudados foram obsevados raros exemplares com preservação variando de boa a ruim e baixa birrefringência.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP15 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP13 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Tetralithoides*** Theodoridis, 1984 emend. Jordan *et al.*, 1993

Cocólito elíptico estreito aparado com quatro placas na área central.

Tetralithoides symeonidesii Theodoridis, 1984

(Estampa 9, Figura 16)

1984 *Tetralithoides symeonidesii* Theodoridis, p. 231, est. 9, figs 5-12.

Descrição: Cocólitos escuros e elípticos com suturas e área central preenchidas por quatro blocos de baixa birrefringência, conectados na diagonal.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno inferior - Mioceno (Young *et al.*, 2017).

Observações: Ocorre apenas na base do site 929E, exemplares diminutos (4 a 7 µm), com baixa birrefringência e dificil de identificar, devido seu tamanho. Aparece na base do poço, em um intervalo bem restrito.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Holococólitos

Família **CALYPTROSPHAERACEAE** Boudreaux & Hay, 1969

Gênero ***Zygrhablithus*** Deflandre, 1959

Este gênero é dividido aqui com base nos detalhes da forma da coluna/haste. cocólitos com espinhas afiladas, com espinhas curtasde projeções laterais proeminentes. Infelizmente, o holótipo da principal espécie, *Z. bijugatus*, é uma visão plana e, portanto, difícil de conciliar com as diferentes vistas laterais. Em vista plana, os cocólitos não são birrefringentes.

Zygrhablithus bijugatus (Deflandre, 1954) Deflandre, 1959

(Estampa 9, Figura 17)

1954 *Zigolithus bijugatus* Deflandre *in* Deflandre & Fert, p. 148, est. 11, figs 20, 21.

1959 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre *in* Deflandre & Fert) Deflandre, p. 148, est. 2, figs 135, 136.

Descrição: Holocococólitos com espinhas altas que exibem birrefringência relativamente baixa em XPL, embora cristas mais brilhantes estejam presentes na maioria dos espécimes. Possuem formas com espinhos, reconhecidos como *Z. bijugatus maximus* com espinhos altos, com baixa birrefringência e podem ser restritos ao limite Paleoceno/Eoceno.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Mioceno (Young 1998).

Observações: Espécie reconhecida no *Site* 929E, com raros exemplares e por vezes, recristalizados e/ou quebrados, que dificultavam sua identificação. Com birrefringência média e dimensões entre 7 e 12 μm.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP9 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Nanólitos

Família **BRAARUDOSPHAERACEAE** Deflandre, 1947

Ordem ***DISCOASTER*ALES** Hay, 1977

Família ***DISCOASTER*ACEAE** Tan, 1927

Gênero ***Discoaster*** Tan, 1927

O gênero *Discoaster* inclui mais de cem espécies. Existem registros de espécies em forma de roseta e em forma de estrela, desta subdivisão, os raios são bastante variados.

Segundo Aubry (1984), são nanólitos radiais, onde cada raio é composto por uma unidade cristalográfica discreta de calcita, com eixo c perpendicular à superfície do nanólito.

Discoaster adamanteus Bramlette & Wilcoxon 1967

(Estampa 9, Figura 18a, 18b)

1967 *Discoaster adamanteus* Bramlette & Wilcoxon, p. 108, est. 7, fig. 6.

Descrição: Composto de seis raios relativamente espessos, com bordas dos raios fechadas ou suturadas nos raios adjascentes, apresentando entalhos. Apresenta frequentemente um poro pequeno na porção central e quando observado em vista lateral, um lado aparentemente mais convexo que outro. Segundo Aubry (1984), pode representar formas juvenis de outras espécies.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno - Mioceno (Aubry, 1984).

Observações: Neste estudo, os exemplares são raros e apresentaram dimensões entre 5 e 12 µm além de média preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP21 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP16 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster araneus Bukry, 1971

(Estampa 10, Figura 1)

1971 *Discoaster araneus* Bukry, p. 45, est. 2, figs 1-3.

Descrição: *Discoaster* estrelato de 7-9 raios com ângulos variáveis entre raios individuais e frequentemente com comprimentos de raios variáveis. Distingue-se de *Discoaster anartios* por menos raios e por ter 1/2 a 2/3 de comprimento livre de raios. Foi identificado por Kahn & Aubry (2004) como restrito ao PETM.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bukry, 1971).

Observações: Observado no *Site* 929E, com exemplares grandes (aproximadamente 20 µm), com preservação boa a ruim, e birrefringência baixa. No material estudado, eles marcam a base da NP 10.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster barbadiensis Tan, 1927

(Estampa 10, Figura 2a, 2b)

1927 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, p., Pl. 6, figs 18-20.

1954 *Discoaster barbadiensis* (Tan) *emend*. Bramlette & Riedel p. 398, est. 39, figs. 5a, b.

Descrição: *Discoaster* em forma de roseta com botão estreito curto num dos lados; raios unidos ao longo da maior parte de seu comprimento, e se afunilam acentuadamente até a ponta, tornando-se pontiagudo e varia de 9 a 13 raios.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Exemplares observados nos dois poços estudados com dimensões de 9 a 12 µm com boa preservação. Nota-se exemplares melhor desenvolvidos no *Site* 929E, enquanto que no *Site* 354 encontram-se com tamanhos inferiores.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP11 a NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster bifax Bukry, 1971

(Estampa 10, Figura 3a, 3b)

1971 *Discoaster bifax* Bukry, p. 315, est. 3, figs. 7-11.

Descrição: Forma de roseta, de tamanho pequeno a médio, com uma haste estreita de um lado e um rebordo em forma de pirâmide do outro; 14 raios com pontas simples

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

Observações: Foram observados raríssimos exemplares apenas no *Site* 929E, na base da NP16, de tamanho diminuto e bem preservado.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP14a de Okada & Bukry (1980).

Discoaster binodosus Martini, 1958

(Estampa 10, Figura 4a, 4b)

1958 *Discoaster binodosus* Martini, p. 361, est. 4, figs 18-19.

Descrição: Geralmente 8 raios com comprimento de raio livre que se aproxima de metade do diâmetro da área central ou maior e proeminente nós laterais e pontas de raios pontiagudos.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior – Eoceno médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Reconhecidos no *Site* 929E, porém de dificil identificação, extremamente recristalizados, pode-se indentificar e classificar apenas por reconhecer um ou outro raio com características remanescentes da forma original.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 a NP15 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP13b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954

(Estampa 10, Figura 5a, 5b, 6, 7)

1954 *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, p. 399, est. 39, fig. 6.

1984 *Discoaster deflandrei* (Bramlette & Riedel) Theodoridis, p. 17, est. 32, fig. 5.

Descrição: Apresenta seis raios com uma área central bem desenvolvida com raios com bifurcações curtas e largas. Pode apresentar um botão distal e cristas distais delicadas ao longo dos raios. A face proximal é essencialmente ausente de ornamentações, embora possam ocorrer suturas incisas.

Segundo Hay *et al*. (1967), apresenta ampla variação de dimensões, número de raios (5-7), tamanho da área central e grau de desenvolvimento das bifurcações de raios. Dentre as diversas formas, destacam-se as de área central pequena, como *D. aulakos* e *D. saundersii*, possíveis formas intermediárias entre *D. deflandrei* e *D. exilis* (Young *et al*., 2017). De acordo com de Kaenel (2017), os raios de *D. deflandrei* terminam em bifurcações em forma de "chave inglesa", com área interraios subcircular, e variantes raros com três, quatro e sete raios.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Mioceno (Young, 1998).

Observações: Neste estudo, os espécimes apresentaram ampla variação morfológica, com dimensões variando entre 10 e 15 µm e preservação de ruim a boa. Níveis variáveis de supercrescimento e recristalização também foram notados.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP14 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster delicatus Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 10, Figuras 8, 9)

1961 *Discoaster delicatus* Bramlette & Sullivan, p. 159, est. 11, fig. 3.

Descrição: *Discoaster* fino, delicado com 30-50 raios unidos ao longo de seu comprimento com pontas simples.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Okada & Thierstein 1979).

Observações: Presença comum a abundante no *Site* 929E. O tamanho varia de 12 a 16 µm.

Biozoneamento: NP10 a NP12 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP10 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster diastypus Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 10, Figura 10; Estampa 11, Figuras 1a, 1b)

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

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.

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.

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

Observações: *Discoaster* presente no *Site* 929E, raro a comum, ampla variedade de tamanhos e quantidade de raios. Birrefringência média e preservação de média a ruim.

Biozoneamento: NP10 a NP12 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP10 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster gemmifer Stradner, 1961

(Estampa 11, Figura 2a, 2b, 3)

1961 *Discoaster gemmifer* Stradner, p. 86, fig 83.

Descrição: Uma *Discoaster* com 8 raios bifurcantes que não exibe nenhum botão central proeminente. Os raios formam um padrão sobreposto que espiralia dextralmente e é característico desta espécie.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Observado no *Site* 929E, raras vezes, com birrefringência média e com área central bem característica.

Biozoneamento: NP10 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP12a de Okada & Bukry (1980).

Discoaster kuepperi Stradner, 1959

(Estampa 11, Figura 4)

1959 *Discoaster kuepperi* Stradner, p. 178, figs 17-21.

Descrição: Discoasteres em forma de roseta, de tamanho médio, 8-12 raios unidos ao longo da maior parte do seu comprimento com pontas de raios simples.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Observado no *Site* 929E, exemplares bem preservados, com dimensões de 5 a 10 µm.

Biozoneamento: NP11 a NP15 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP13 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster lenticularis Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 11, Figura 5)

1961 *Discoaster lenticularis* Bramlette & Sullivan, p. 160, est. 12, figs 1-2.

Descrição: *Discoasteres* em forma de roseta de tamanho pequeno a médio com área central estreita; 20-26 raios unidos ao longo de seu comprimento com pontas de raios simples e sem corte.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bown, 2010).

Observações: Exemplares de 4-10 µm, frequente ao longo do *Site* 929E, com boa preservação e media birrefringência.

Biozoneamento: NP9 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel, 1954

(Estampa11, Figura 9a, 9b)

1954 *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel, p. 398, est. 39, figs 3a, b.

Descrição: *Discoaster* estrelado grande a muito grande com um botão central de um lado e 5-7 raios curvos unidos ao longo de 1/2 a 1/3 do seu comprimento com uma crista de um lado.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Descrito no *Site* 929E, preservação média a ruim, birrefringência média. Alguns exemlares bastante recristalizdos, demonstrando apenas, como caracteristica primária, uma sutil curvatura nos raios.

Biozoneamento: NP11 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9b a CP14b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster mohleri Bukry & Percival, 1971

(Estampa 11, Figura 6a, 6b)

1971 *Discoaster mohleri* Bramlette & Percival, p. 128, est. 3, figs 3-5.

Descrição: *Discoaster* em forma de roseta de tamanho médio com 9-16 raios unidos ao longo do seu comprimento com pontas simples e arredondadas de raios largos.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Possui um registro discreto ao longo do *Site* 929E, média birrefrigencia e ruim a média preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 - NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel, 1954

(Estampa 11, Figura 7a, 7b)

1954 *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel, p. 396, est. 38, figs 10.

Descrição: *Discoasteres* grandes a muito grandes em forma de roseta; raios 16-35 unidos ao longo da maior parte do seu comprimento com simples pontas de raios.Assemelha-se a uma margarida.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Exemplares encontrados no *Site* 929E, bastante comum, birrefringência baixa e média preservação. Suas dimensões variam de 10 a 17 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 - NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster pacificus Haq, 1969

(Estampa 11, Figura 8)

1969 *Discoaster pacificus* Haq, p. 11, est. 4, figs 4-7.

Descrição: Exemplares grandes a muito grandes em forma de roseta 8-19 raios livres curtos que tipicamente curva. Nota-se que metade dos raios são juntos, conectados, enquanto que do meio para as pontas são independentes.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior (Perch-Nielsen 1985).

Observações: *Discoaster* reconhecido no *site* 929E, grande, com média birrefringência, possue uma sombra por trás dos raios que parece estar duplicada e/ou desfocada, com dimensões entre 15-25 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP11 - NP12 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 e CP10 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel, 1954

(Estampa 12, Figura 1a, 1b)

1954 *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, p. 398, est. 39, fig.4.

Descrição: Raios livres curtos a longos, com 8-5 raios, mas compartilhando morfologia de raio distintiva, com pontas de raio pontiagudas.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Exemplares encontrados no *site* 354 e no *site* 929E, no qual demontram-se maiores, mais desenvolvidos. Birrefrigência média, com boa preservação, porém em raros exemplares foi possivel ver o botão central. Dimensões de 8 a 12 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP13 - NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP11 e CP15 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster salisburgensis Stradner, 1961

(Estampa 12, Figura 2a, 2b)

1961 *Discoaster salisburgensis* Stradner, p. 84, figs. 77, 78.

Descrição: Grandes a muito grandes em forma de roseta com um botão proeminente apenas de um lado; 12-24 raios unidos ao longo da maior parte do seu comprimento com simples pontas de raios. Segundo Bralower & Self-Trail (2016), *D. salisburgensis* intergrado com as espécies "mal formadas" de discoasteres *D.anartios, D.areneus e D. acutus.* pode estar associado ao PETM

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Reconhecido em apenas um dos poços de estudo, no *Site* 929E, raro a comum com preservação moderada, birrefringência baixa e por vezes indivíduos bem recristalizados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 - NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Discoaster septemradiatus (Klumpp, 1953) Martini, 1958

(Estampa 12, Figura 3)

1953 *Agalmatoaster septemradiatus* Klumpp, p. 384, est. 16, figs. 7, 8.

1958 *Discoaster septemradiatus* (Klumpp) Martini, p. 347, figs 28-34.

Descrição: *Discoasteres* estrelados e radiados; pontas de raios com bifurcações e/ou achatada, possue mais de seis raios, comumente observado com sete raios.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Detectado com frequência, boa preservação e média a baixa birrefringência.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP12 - NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP10 - CP14 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster sublodoensis Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 12, Figura 4a, 4b, 5)

1961 *Discoaster sublodoensis* Bramlette & Sullivan, p. 162, est. 12, figs. 6a, b.

Descrição: Caracterizado por um tamanho médio com 5 raios pontiagudos com lados retos. Menor que *D. lodoensis* e sem os raios de curvatura característicos.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno médio (Perch-Nielsen 1985).

Observações: Espécie comum no *Site* 929E, com baixa birrefringência, média preservação, alguns encontram-se recristalizados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP14 - NP15 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 - CP13 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster tani Bramlette & Riedel, 1954

(Estampa 12, Figuras 6a, 6b)

1954 *Discoaster tani* Bramlette & Riedel, p. 397, est. 39, fig. 1.

Descrição: Exibem estreita morfologia e são frequentemente classificados como subespécies, ou espécies estreitamente relacionadas, de *Discoaster tanii, D. nodifer* é tipicamente de seis raios, enquanto os outros são tipicamente vistos com cinco raios, e são ainda diferenciadas por nódulos laterais com desenvolvimento variável em seus raios ou bifurcações.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Oligoceno inferior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: O *D. tanii* é comum em ambos os poços, porém encontra-se recristalizado, baixa birrefrigencia, e com má preservação. Pelo fato dos exemplares terem as características morfológicas alteradas, decidiu-se aqui descrever apenas como *D. tani*.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP14 - NP23 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 - CP18 de Okada & Bukry (1980).

Discoaster trinus Stradner, 1961

(Estampa 12, Figura 7a, 7b, 7c)

1961 *Discoaster trinus* Stradner, p. 85; fig-text. 79.

Descrição: Asterolitos de seis raios formados pela fusão de dois ciclos planos de três raios com angulação interraios de 120º. As pontas dos raios são levemente entalhadas.

Segundo este morfotipos está intimamente relacionado com *D. molengraaffi*, sendo interpretada como uma variante de *D. deflandrei*, diferindo por apresentar dois ciclos de três raios fundidos. Exemplares observados apresentaram dimensões entre 12 e 15 µm e preservação moderada (Farinacci, 1969).

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Farinacci, 1969).

Observações: Espécie encontrada apenas no *Site* 929E, com baixa birrefringência, dimensões entre 12 e 13 µm, bem preservados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP14 - NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 - CP13 de Okada & Bukry (1980).

***Discoaster* sp.**

Descrição: *Discoaster* de difícil identificação devido ao seu alto grau de recristalização, porém frequente entre as amostras. Raios variam de 8 a 5, arredondados, por vezes quebrados com baixa birrefringência.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP12 - CP14 de Okada & Bukry (1980).

Família **FASCICULITHACEAE** Hay & Mohler, 1967.

Gênero ***Fasciculithus*** Bramlette & Sullivan ,1961.

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

Fasciculithus involutus Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 12, Figura 8, 9)

1961 *Fasciculithus involutus* Bramlette & Sullivan, p. 164, est. 14, figs. 1-5.

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.

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

Observações: Abundante nas amostras do Paleoceno superior, alta birrefringência e boa preservação, juntamente com os demais *Fascicilithus* são maioria na descrição deste intervalo.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Fasciculithus schaubii Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 12, Figura 10, 11)

1971 *Fasciculithus schaubii* Perch-Nielsen, p. 1536, est. 203, figs. 2, 4, 7 e 10.

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 nanólito, dando a impressão de que suas partes estão quase simetricamente separadas. Em nicóis cruzados, no geral, a espécie possui birrefringência alta a média.

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

Observações: Exemplares presentes apenas no *site* 929E, abundantes junto aos demais *Fasciculithus*, alta birrefringência e boa preservação, suas dimensões variam de 4 a 6 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, 1967

(Estampa 12, Figura 12, 13, 14)

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

Descrição: São *Fasciculithus* 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 5 a 6,5 µm.

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

Observações: Dentre os *Fasciculithus*, este é o mais abundante nas amostras do Paleoceno superior, do *Site* 929E, tem alta birrefringência, boa a ótima preservação. Tornam-se bastante abundantes, chegando a contabilizar cerca de 5 a 8 exemplares por campo de visão.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Família **HELIOLITHACEAE** Hay & Mohler, 1967.

Gênero ***Bomolithus*** Roth, 1973.

Em luz polarizada, em vista plana, somente a coluna central é brilhante. Discóides com um ciclo largo não birrefringente e pelo menos um ciclo birrefringente mais estreito, isto é, mais estreito que o diâmetro do nanoleito. O ciclo não birrefringente é comparável morfologicamente ao dos discoasteres de roseta.

Bomolithus aquilus Bown, 2010

(Estampa 13, Figuras 1b, 1b)

2010 *Bomolithus aquilus* Bown, p. 36, est.10, figs 1-4.

Descrição: Circular de tamanho médio, com pelo menos dois ciclos discerníveis no microscópio, ambos escuros em XPL. Os ciclos compreendem cerca de 40 elementos radiais visíveis e a área central é tipicamente fechada.

Segundo Bown (2010), distingue-se de outras espécies de *Heliolithus* e *Bomolithus* pela ausência de um ciclo birrefringente. Geralmente ocorre acima do MTPE.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno (Bown, 2010).

Observações: Raros exemplares idenficados ns amostras do estudo referentes ao *Site* 929E, com birrefringência média no ciclo interno.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Bomolithus elegans Roth, 1973

(Estampa 13, Figura 2, 3)

1973 *Bomolithus elegans* Roth, p. 734, est. 15, figs. 1-6.

Descrição: Médio a grande nanólito em forma de roseta com ciclo birefringente amplo e proeminente. Muitas vezes visto em vista lateral. Tipicamente maior que *B. conicus* e com um ciclo birefringente maior e mais largo.

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

Observações: Detectado no Paleoeno superior do *Site* 929E, juntamente com as demais espécies deste mesmo gênero. Aparecem em intervalos restritos, com alta birrefringência na área central e baixa nas bordas.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Bomolithus supremus Bown & Dunkley-Jones, 2006

(Estampa 13, Figura 4a, 4b)

2006 *Bomolithus supremus* Bown & Dunkley-Jones, p. 32, est. 7, figs 25-34.

Descrição: Nanólito circular que tipicamente parece compreender três ciclos distintos, com apenas a birefringência expositiva mais interna em XPL; a central é uma abertura estreito ou fechado. O ciclo mais exterior é escuro no PC e os elementos distintos mostram obliquidade.

Bown & Dunkley-Jones (2006) registraram a sua presença na Tanzânia a partir da zona superior do Paleoceno (NP9). *Bomolithus supremus* é restrito do PETM. O ciclo mais interno mostra cores de interferência brancas e é atravessada por grossas linhas de extinção.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno superior - Eoceno inferior (Bown & Dunkley Jones 2006).

Observações: Exemplares bastante comuns no topo do Paleoceno, alta birrefringência, boa preservação, tamanho médio.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Família **SPHENOLITHACEAE** Deflandre, 1952.

Gênero ***Sphenolithus*** Deflandre in Grassé, 1952.

O gênero *Sphenolithus* engloba os nanólitos cônicos com base côncava, configurados por uma massa de elementos radiais de origem comum. Os elementos individuais são alongados paralelamente ao eixo C e consistem de três lâminas dispostas em forma de Y. Submetidos ao supercrecimento da calcita, os espaços entre os segmentos são preenchidos e os elementos desenvolvem uma forma de "espinho". A porção proximal côncava destes nanólitos é composta por um único ciclo de 8 a 16 elementos, com eixos inclinados para baixo. A porção superior dos *Sphenolithus* é normalmente formada por dois ou três ciclos de elementos, que irradiam do centro, com ângulos decrescentes em relação à vertical (Perch-Nielsen, 1985; Aubry, 1989; Maiorano & Monechi, 1997).

Sphenolithus akropodus De Kaenel & Villa, 1996

(Estampa 13, Figura 5)

1996 *Sphenolithus akropodus* De Kaenel & Villa, p. 141, est. 11, figs 1-6.

Descrição: Possui uma coluna vertebral alta, estreita, afunilada (pode parecer monocristalina) e pés basais que invadem a coluna vertebral; o ângulo entre a superfície superior e inferior dos pés é de até 90°. Morfologicamente semelhante ao *S. distentus*, porém maior e com discreta faixa estratigráfica no Oligoceno inferior.

Amplitude estratigráfica: Oligoceno inferior (Bown *et al*., 2012).

Observações: Exemplares comuns reconhecidos no *Site* 929E, com média birrefrigência e boa preservação, com dimensões variando de 6 a 8 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP21 a NP22 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP16 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus anarrhopus Bukry & Bramlette, 1969

(Estampa 13, Figura 6a, 6b)

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

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.

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

Observações: Exemplares comuns a abundantes, bem preservados, birrefrigencia média a baixa, possuem tamanho variando entre 5 a 9 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8 a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon1967

(Estampa 13, Figuras 7a, 7b, 8)

1967 *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, p. 120, est. 2, figs 15-18.

Descrição: Caracterizado por ser pequeno com grande "pés" basais com baixa coluna vertebral que normalmente parece monocristalina, e a 45° uma estrutura birrefringente passa entre os "pés".

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

Observações: Reconhecido apenas no *Site* 354, nas amostras mais do topo do poço. Tem birrefrigência média, bem preservados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP24 e NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP19a a CP19b de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus conspicuus Martini, 1976

1976 *Sphenolithus conspicuus* Martini, p. 395, est. 3, figs 1, 2. est. 13, figs 1-3.

Descrição: *Sphenolithus* estreito com coluna alta escura a 0° e brilhante a 45°. Base alta com longos quadrantes superiores que fazem parte da coluna vertebral. Segundo Bown, (2005) é semelhante ao *S. villae* porém menor, com extensões mais longas do quadrante superior e quadrantes inferiores mais curtos.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior (Bown, 2005).

Observações: Descrito apenas no *Site* 929E, raras vezes, boa preservação, com média birrefringência.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 a NP12(Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP10 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus cuniculus Bown, 2005

(Estampa 13, Figura 9)

2005 *Sphenolithus cuniculus* Bown, p. 94, est.. 45, figs 6-10.

Descrição: Tamanho médio, com quadrantes inferiores curtos e superiores longos que bifurcam. Semelhante ao *S. furcatolithoides*, porém com quadrantes inferiores mais curtos e quadrantes superiores mais largos.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown, 2005).

Observações: Raros exemplares dispostos em um curto intervalo de tempo, com boa preservação, e birrefringência média.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP15 a NP16 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP13b a CP14a de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus distentus (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampas 13, Figuras 10, 11)

1965 *Furcatolithus distentus* Martini, p. 407, est. 35, figs. 7-9.

1967 *Sphenolithus distentus* (Martini) Bramlette & Wilcoxon, p. 128, est. 11, figs 45-48.

Descrição: Pequeno, com coluna vertebral estreita, afunilada, tipicamente monocristalina e "pés" basais que invadem a coluna vertebral; o ângulo entre a superfície superior e inferior dos pés é de até 90°. Similar ao *S. akropodus*, porém menor com uma coluna vertebral mais curta que tipicamente parece monocristalina.

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

Observações: Reconhecido apenas no *Site* 354, comum, com média birrefringência e boa preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP23 a NP24 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP18 a CP19a de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus editus Perch-Nielsen, 1978

(Estampa 13, Figuras 12a, 12b).

1978 *Sphenolithus editus* Perch-Nielsen *in* Perch-Nielsen *et al.*, p. 352, est. 8, figs. 4, 5, 11-13.

Descrição: Caracterizado por um contorno triangular afunilado com quadrantes basais inferiores grandes e largos com coluna vertebral nitidamente afunilada, com tamanho médio.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior (Agnini, 2007).

Observações: Exemplares raros a comuns, com média a alta birrefringência e boa preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP19a a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus furcatolithoides Locker, 1967

(Estampa 13, Figuras 13, 14)

1967 *Sphenolithus furcatolithoides* Locker, p. 363, est. 1, figs 14-16.

Descrição: Composto por duas espinhas apicais que se estendem e divergem dos quadrantes basais superiores, mas que estão quase paralelas na parte inferior, normalmente preservada. Quando a preservação é muito boa, a parte superior dos espinhos é preservada e pode ser quase paralela ou divergir do longo eixo do taxon em quantidades variáveis. As variantes incluem pequenas formas com bifurcações quase paralelas que se dobram para formar bifurcações de grau mais alto no topo da coluna vertebral e formas com espinhos superiores que convergem.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio (Bown & Dunkley Jones, 2012).

Observações: Exemplares bem preservados, com birrefringência média, suas dimensões variam de 4 a 12 µm a depender do comprimento dos espinhos.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP15 a NP17 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP13 a CP14 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus intercalaris Martini, 1976

(Estampa 13, Figura 15)

1976 *Sphenolithus intercalaris* Martini, p. 395, est. 6, fig. 9.

Descrição: Espécie pequena, apenas o espinho apical presente, devido à preservação, mas provavelmente também refletindo o pequeno tamanho e fragilidade da base.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio a Eoceno superior (Martini, 1976).

Observações: Raros exemplares, com boa a média preservação, média a baixa birrefringência. Na base, não foi detectada a presença de "pés". Diminuto, com dimensões entre 3 e 4 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP16 a NP17 (Martini, 1971), que corresponde a CP14 de Okada & Bukry (1980).

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

(Estampa 14, Figura 1, 2)

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

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

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

2017 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Bergen *et al*., p. 102, est.1, figs 13-18.

Descrição: Nanólitos cônicos com morfologia em “colméia” 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 nanólito em quatro quadrantes.

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

Observações: Observados no *Site* 354 e *Site* 929E. Abundantes, a birrefringência varia de média a alta; o relevo de baixo a médio; Os diversos espécimes de *S. moriformis* observados neste trabalho apresentaram dimensões entre 5 e 10 µm com preservação de ruim a boa.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus orphanknollensis Perch-Nielsen, 1971

(Estampa 14, Figura 4, 5a, 5b)

1971 *Sphenolithus orphanknollensis* Perch-Nielsen, p. 73, est. 3, figs 1-3.

2012 *Sphenolithus orphanknollensis* (Perch-Nielsen) Bown & Dunkley Jones, p. 47, est. 10, figs. 19-24.

Descrição: Espécie pequena, com base estreita, pés bem desenvolvidos, a 45º, a depender da preservação, mostra vários "pés", semelhante a uma saia com varias pontas, com espinha estreita e pontiaguda.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Exemplares descritos no *Site* 929E, comuns, pequenos, com dimensões entre 3 e 7 µm, e birrefringência média a baixa.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP11 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9b a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampa 14, Figura 3a, 3b)

1967 *Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon, p. 126, est. 1, figs 6, 10 e 11.

Descrição: Espécie de pequeno a médio porte, espinho apical encontra com base ao longo de suturas horizontais ou próximas de suturas horizontais. Junto com *S. moriformis*, este é o mais comum e que ocorre consistentemente através da seção Oligoceno. É altamente variável em tamanho e pode variar para *S. akropodus* e *S. distentus*.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Oligoceno superior (Bown & Dunkley Jones, 2012).

Observações: Reconhecido na maioria das amostras do *Site* 354 e no topo do *Site* 929E, exemplares pequenos, com birrefringência média e preservação boa a ruim, por vezes os "pés" encontravam-se quebrados.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP16 a NP24 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP14 a CP19a de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus pseudoradians Bramlette & Wilcoxon, 1967

(Estampa 14, Figura 6a, 6b, 7)

1967 *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette & Wilcoxon, p. 126, est. 2, figs 12-14.

Descrição: Espécie média a grande, espessa ao longo do eixo mediano da sua coluna apical. Média a alta birrefringência.

Amplitude estratigráfica: Eoceno superior - Oligoceno inferior (Bergen, 2017).

Observações: Reconhecido no *Site* 929E e na base do *Site* 354, com alta birrefringência, média a boa preservação e com dimensões 10 a 15 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP15 a NP20 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP13b a CP15 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus radians Deflandre, 1952

(Estampa 14, Figura 8a, 8b)

1952 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, p. 466, est. 10, fig. 31.

Descrição: De tamanho médio a grande com coluna alta e composta e base quadrada com quadrantes equidimensionais. Coluna visível a 0° e caracterizada por uma linha de sutura mediana; a 45°, o espinho apical é o mais brilhante. Terminações estreitas da coluna vertebral, até 3 vezes de comprimento da espinha principal.

Amplitude estratigráfica: Eoceno - Oligoceno (Agnini, 2007).

Observações: Exemplares dispostos no *Site* 354 e no 929E, comuns, boa preservação e birrefringência média a alta.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP11 a NP14 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9b a CP12 de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus spiniger Bukry, 1971

(Estampa 14, Figuras 9a, 9b)

1971 *Sphenolithus spiniger* Bukry, p. 322, est. 6, figs. 10-12.

Descrição: Tamanho pequeno com coluna curta, de forma triangular estreita (forma de dardo). Os quadrantes inferiores são maiores e o espinho apical composto é escuro a 0°.

Amplitude estratigráfica: Eoceno inferior - Eoceno superior (Perch-Nielsen, 1985).

Observações: Encontrado no *Site* 929E, abundante e de fácil identificação, com boa preservação e média birrefringência.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP13 a NP17 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP11 a CP14b de Okada & Bukry (1980).

Sphenolithus truaxii Bergen & De Kaenel, 2017

(Estampa 14, Figura 10)

2017 *Sphenolithus truaxii* Bergen & De Kaenel, p. 103, est. 2, figs 21–26.

Descrição: Espécie pequena a média, alongada e cilíndrica. A espinha longa entretanto é menor ou igual à altura da base. O ciclo basal é mais largo do que o espinho apical e o ciclo proximal. Quando orientado 45°, as linhas de extinção linear são orientadas diagonalmente e sua intersecção ortogonal.

Amplitude estratigráfica: Eoceno médio - Plioceno (Bergen *et al* 2017).

Observações: Registrada apenas no *Site* 354, com dimensões pequenas, 5 a 7 µm, com média birrefringência e boa preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP20 a NP21 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP15 a CP16a de Okada & Bukry (1980).

Ordem Indefinida

Família **LITHOSTROMATIONACEAE** (Deflandre, 1959)

Gênero ***Rhomboaster*** Bramlette & Sullivan, 1961

Nanólitos com morfologias rômbicas e triádicas, e imagens não birrefringentes em XPL. *Rhomboaster* e *Tribrachiatus* nanólitos compreendem uma linhagem evolutiva desde os nanólitos mais antigos, rômbicos (tipo *cuspis*), passando por formas intermediárias com dois ciclos triradiados sobrepostos (tipo *bramlettei*), até as formas triradiadas mais jovens, monocicladas (tipo *orthostylus*). Bybell & Self-Trail, (1995, 1997) defenderam o uso de apenas um gênero, enquanto outros mantiveram ambos (por exemplo, Aubry, 1996). Ambos os gêneros são usados aqui: *Rhomboaster* para nanólitos com morfologias tridimensionais, rômbicas a cíclicas, triádicas, e Tribrachiatus para morfologias mais planas com um único ciclo triradiado. O gênero *Rhomboaster* abrange nanofósseis calcários de formato tridimensional romboédrico e extremidades em cúspide.

Rhomboaster cuspis Bramlette & Sullivan, 1961

(Estampa 14, Figura 11a, 11b, 12a, 12b)

1961 *Rhomboaster cuspis* Bramlette & Sullivan, p. 166, est.14, figs 17-19.

Descrição: Composta por uma única unidade de calcita de formato romboédrico, fortemente côncavo e extremidades em cúspide, sem projeções de braços. Nanólitos grandes, monocíclicos, triradiados com pouca ou nenhuma bifurcação na extremidade dos raios.

Amplitude estratigráfica: Paleoceno inferior - Eoceno superior (Agnini, 2007).

Observações: Detectados apenas no *Site* 929E, raros exemplares, média birrefringência e preservação média a ruim. Seu tamanho varia de 7 a 10 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP9 a NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP9 de Okada & Bukry (1980).

Rhomboaster sp.

(Estampa 14, Figura 13)

Descrição: Exemplares de tamanho médio a grande, preservação ruim, bastante recristalizado, com birrefringência média. Tamanho variando de 6 a 8 µm. Por vezes, ausência de uma das extremidades do romboedro.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP10 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b de Okada & Bukry (1980).

Gênero ***Tribrachiatus*** Shamrai, 1963.

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

Tribrachiatus orthostylus Shamrai, 1963

(Estampa 15, Figura 1a, 1b)

1963 *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai, p. 39, est. 14, fig. 47.

Descrição: Formas tri-radiais com bifurcações na ponta, raio longo que se desvia fortemente do plano do nanólito, dando a aparência de dois ciclos tri-radiais assimétricos e sobrepostos.

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

Observações: Exemplares reconhecidos no *Site* 929E, com preservação de média a ruim, raras vezes foi possível identificar a bifurcação nos três raios da espécie. Com dimensões variando de 12 a18 µm.

Biozoneamento: Reconhecidos da NP10 a NP12 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP8b a CP10 de Okada & Bukry (1980).

Família **CERATOLITHACEAE** Norris, 1965 emend Young & Bown 2014

Gênero: ***Triquetrorhabdulus*** Martini 1965 emend Young & Bown 2014

Este gênero engloba os nanólitos alongados, retos, tri-radiados, formados por um único cristal de calcita dispostos em três lâminas que irradiam de um eixo comum, com o eixo cristalográfico C paralelo ao comprimento. Apresentam simetria bilateral ou trilateral, com alta birrefringência (Young & Bown, 2014).

Triquetrorhabdulus milowii Bukry, 1971

(Estampa 15, Figura 2a, 2b)

1971 *Triquetrorhabdulus milowii* Bukry, p. 325, est. 7, figs. 9-12.

Descrição: Nanólitos curtos (8-15 µm) e largos, de contorno curvo (rombóide elíptico a arredondado) em vista lateral, compostos por um único cristal de calcita, configurando três lâminas radiais similares, com origem comum no eixo principal ao longo do comprimento. Ainda em vista lateral, apresentam birrefringência máxima das duas lâminas em perfil à 45º do plano de polarização, exibindo, assim como o vermelho na área próxima a terceira lâmina e azul para a terceira lâmina. Birrefringência baixa (escura) e relevo mínimo ocorrem quando todo o exemplar se encontra paralelo ao plano de polarização.

Segundo Farinacci (1969), *T. milowii* é distintamente mais curto que qualquer outra espécie de *Triquetrorhabdulus* e compartilha o mesmo padrão de eixo óptico de *T. carinatus*, diferindo por apresentar um perfil mais curto e robusto.

Amplitude estratigráfica: Plioceno (Young, 1998).

Observações: Foram observados no *Site* 354, apenas no topo, na amostra que corresponde ao Oligoceno, fora da amplitude estratigráfica proposta para esta espécie. Apresentam birrefringência média a alta, e boa preservação.

Biozoneamento: Reconhecidos na NP25(Martini, 1971), que corresponde a CP19 de Okada & Bukry (1980).

Filo **DINOPHYTA** Raven *et al*. 2007.

Classe **DINOPHYCEAE** Fritsch, 1929.

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

Família **THORACOSPHAERACEA** Shiller, 1930.

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.

Cistos de dinoflagelados calcários esféricos a elipsóides com paredes compostas por elementos calcíticos tangenciais e compactados, perfurados ou não, podendo apresentar arqueopilo e/ou opérculo nas regiões polares (Jafar, 1979; Perch-Nielsen, 1985).

***Thoracosphaera* sp**.

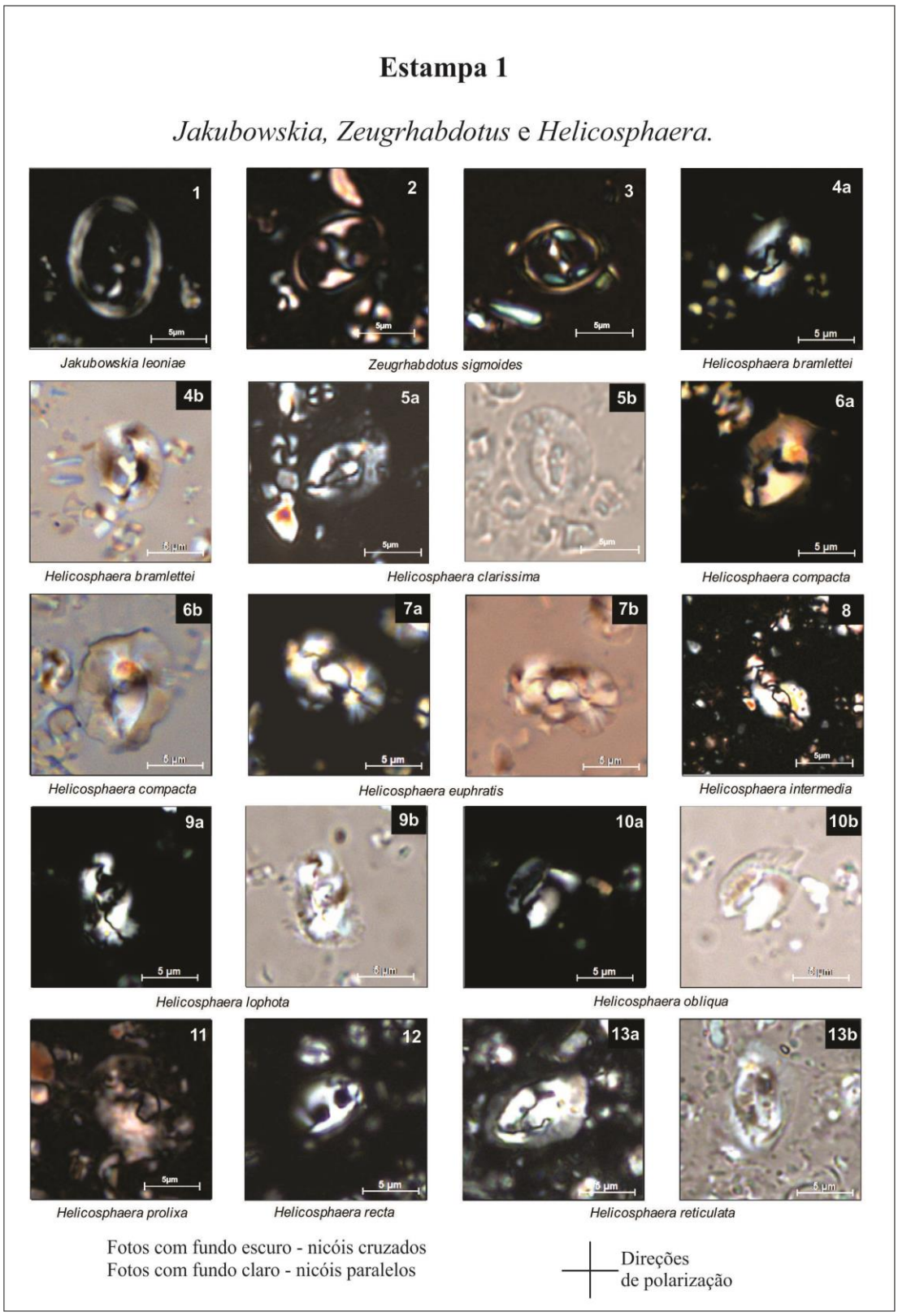
(Estampas 15, Figura 3, 4)

Descrição: Todas as espécies de dinoflagelados calcários observadas neste trabalho foram englobadas neste gênero como *Thoracosphaera* sp., abundantes, apresentando dimensões em torno de 15 a 20 µm e preservação boa a ruim birrefringência que varia de média a alta. Possuem grandes dimensões, podendo ser encontrados maiores que 15 µm. No material de estudo, nota-se desde fragmentos até espécies inteiras, porém os fragmentos são predominantes. Apresentam uma estrutura com vários cubos sem conformação, que lembram um formato de "papel amassado".

Biozoneamento: Reconhecidos da NP10 a NP25 (Martini, 1971), que corresponde ao intervalo CP9 a CP19 de Okada & Bukry (1980).

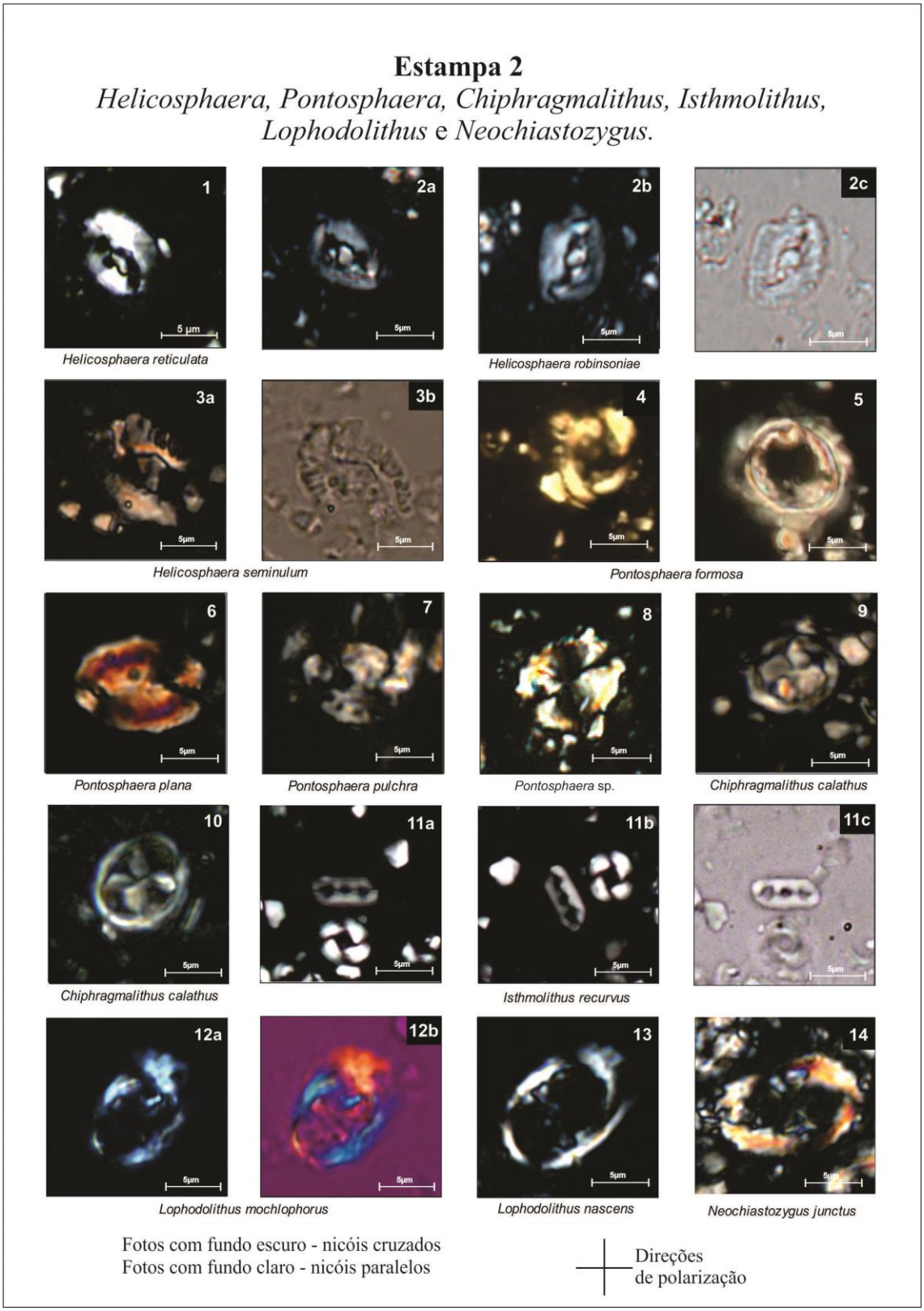
7.2 ESTAMPAS

Figura 23 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E



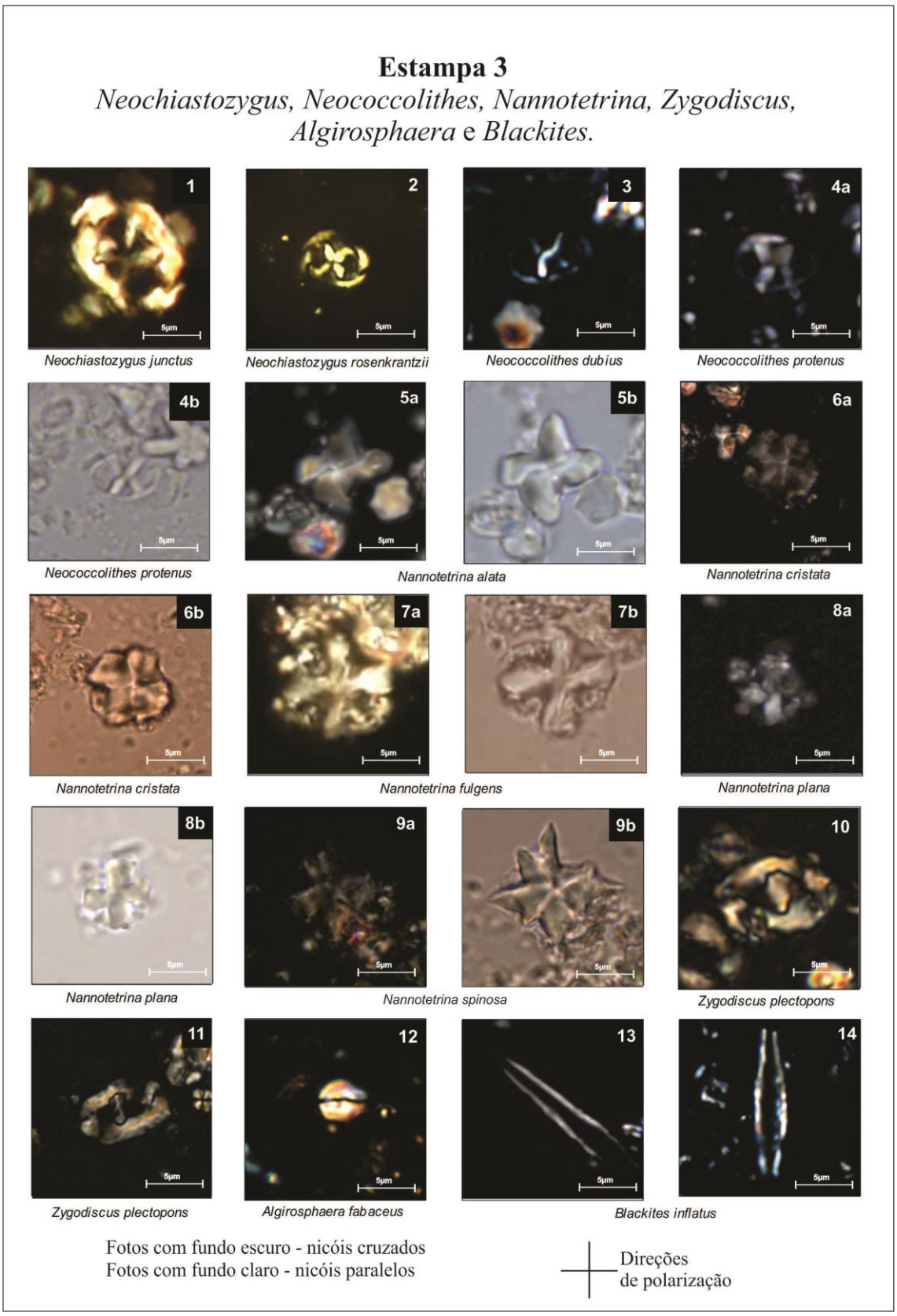
Fonte: O autor, 2020.

Figura 24 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



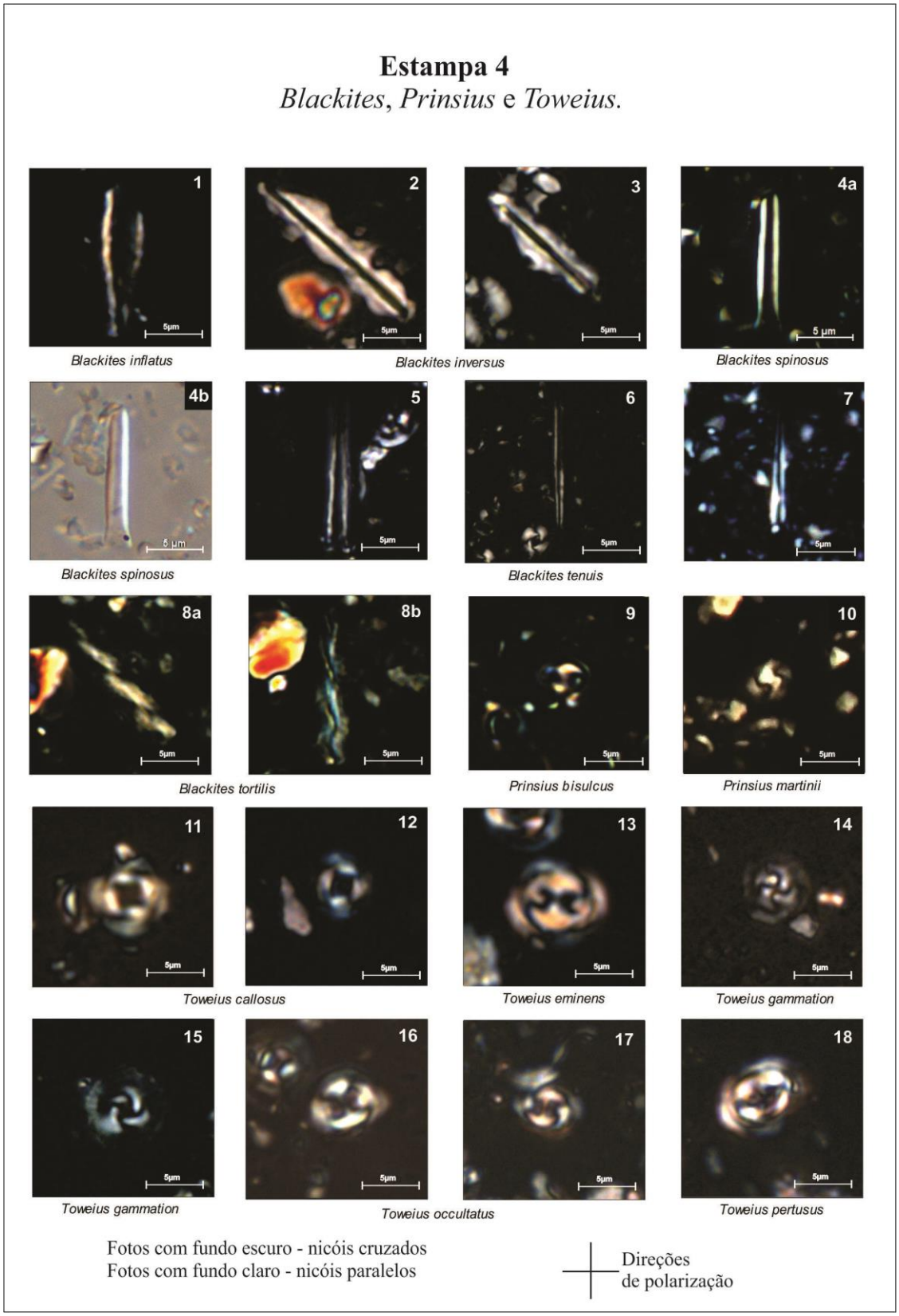
Fonte: O autor, 2020.

Figura 25 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E.



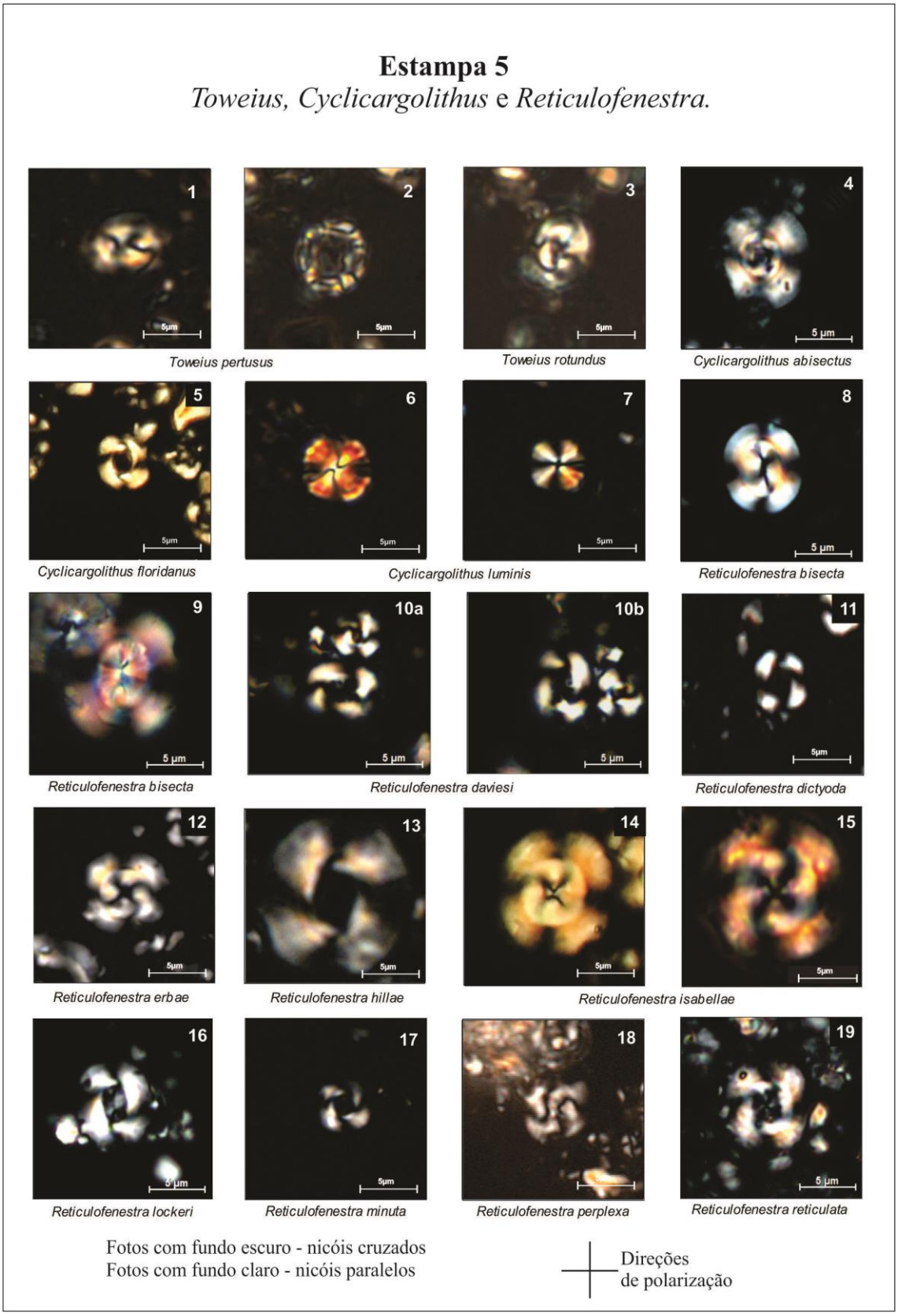
Fonte: O autor, 2020.

Figura 26 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



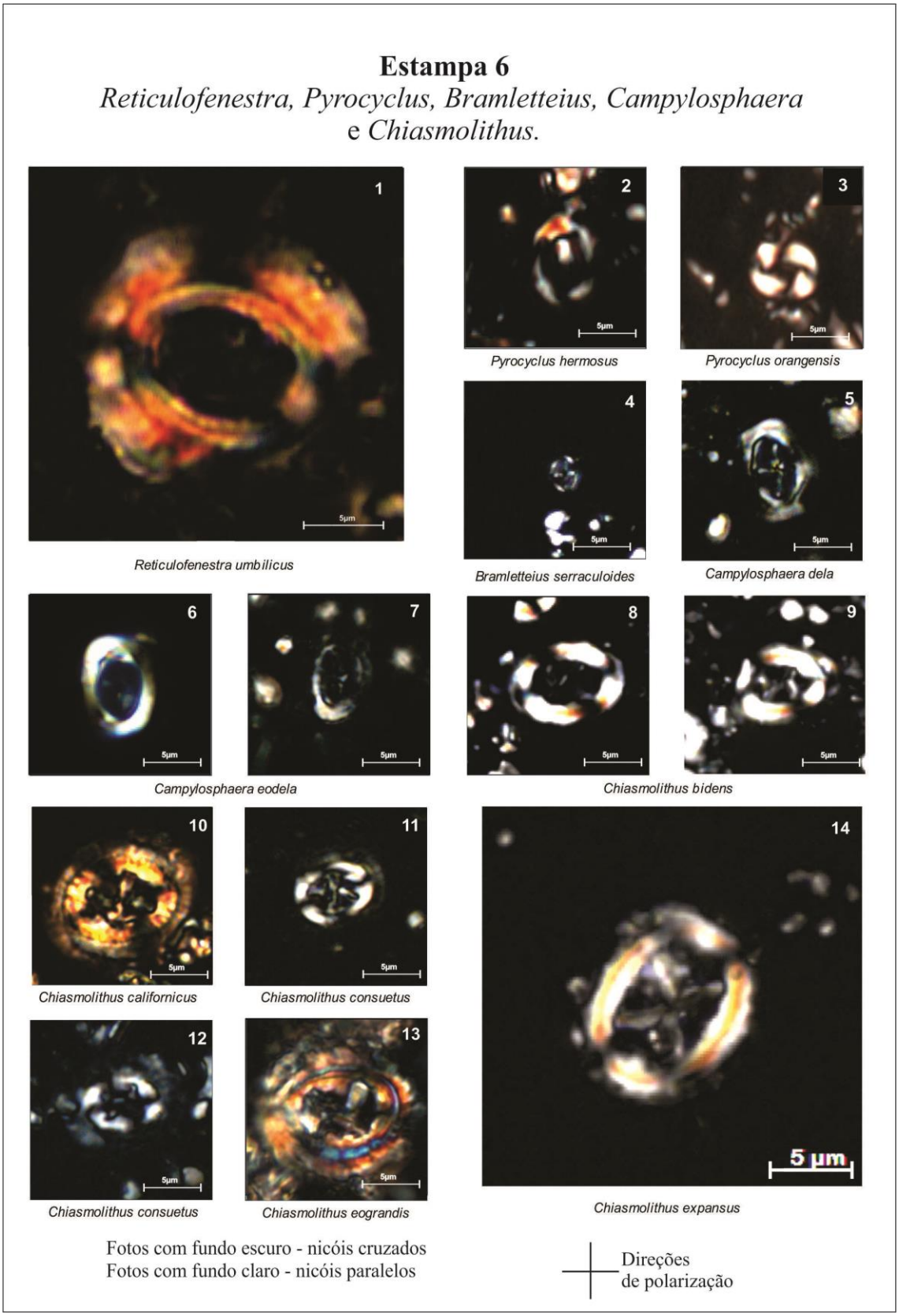
Fonte: O autor, 2020.

Figura 27 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



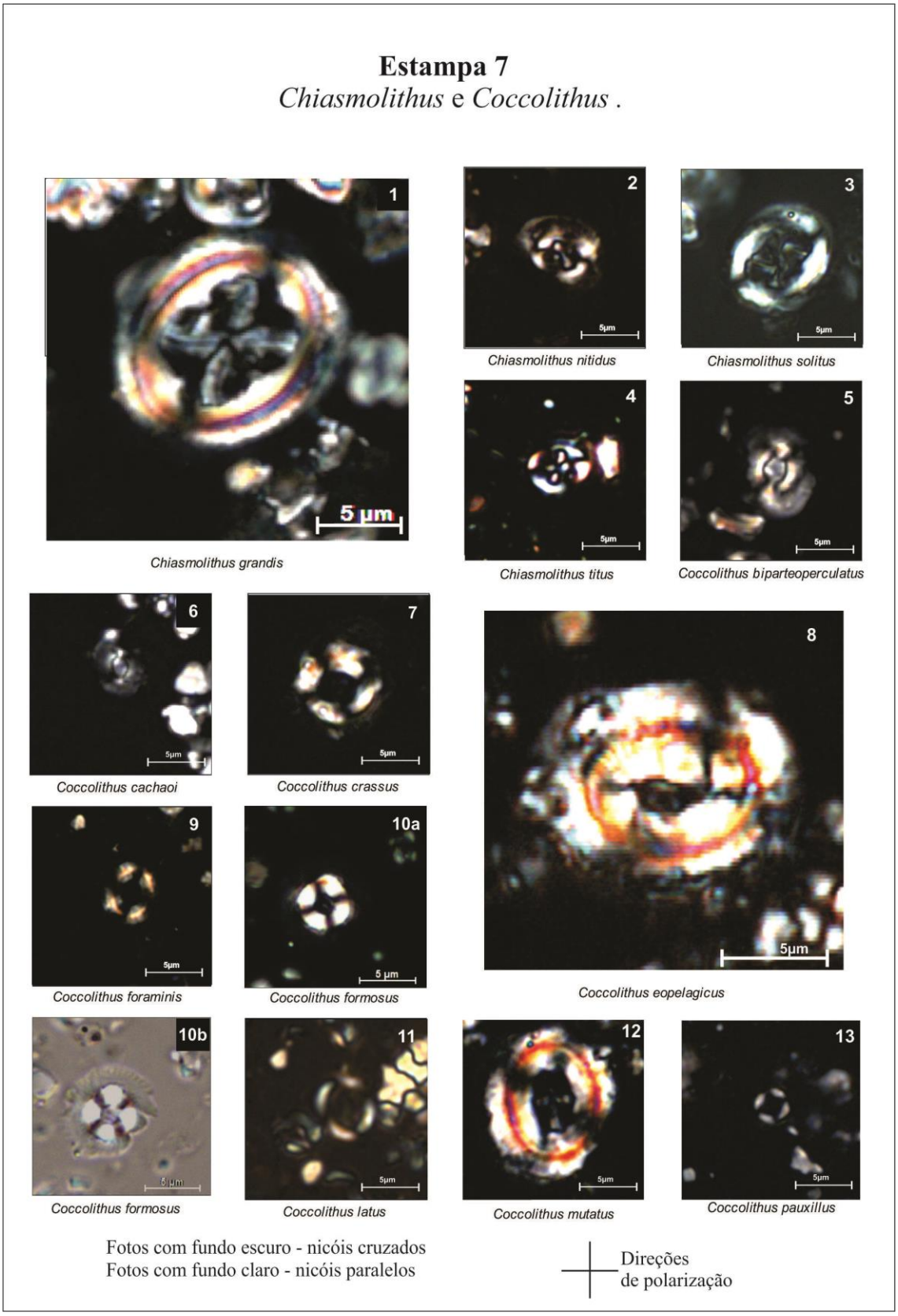
Fonte: O autor, 2020.

Figura 28 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



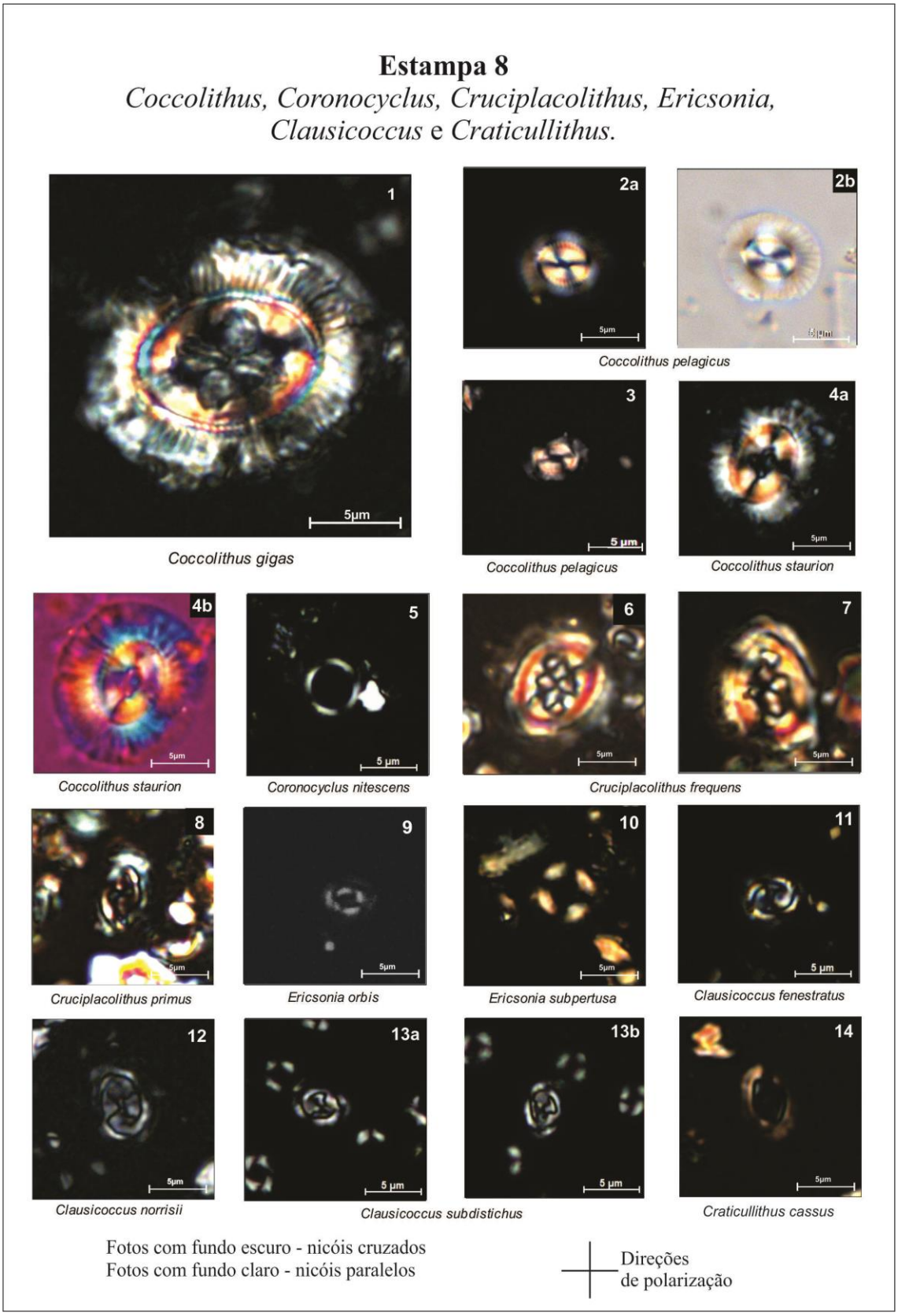
Fonte: O autor, 2020.

Figura 29 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



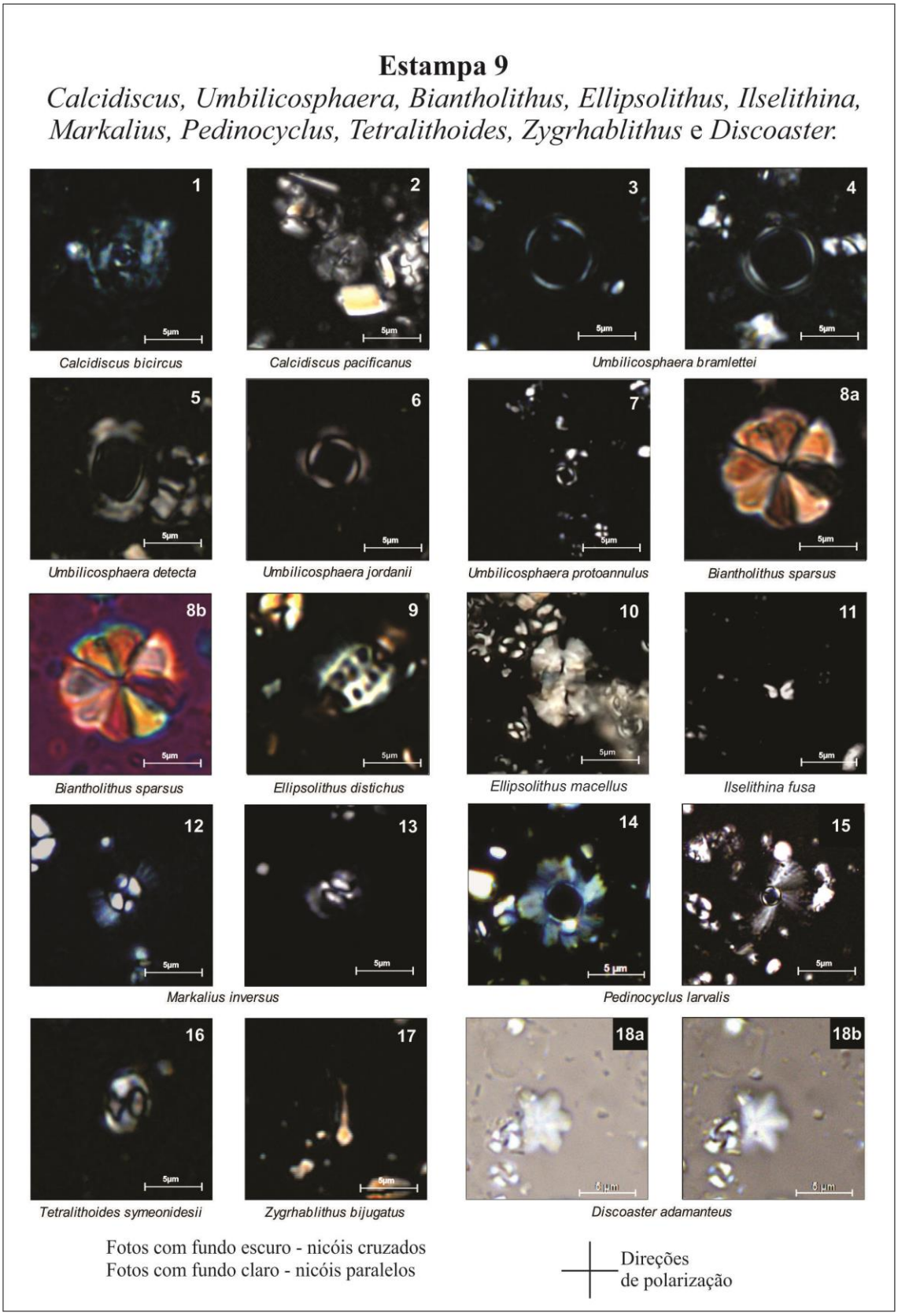
Fonte: O autor, 2020.

Figura 30 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



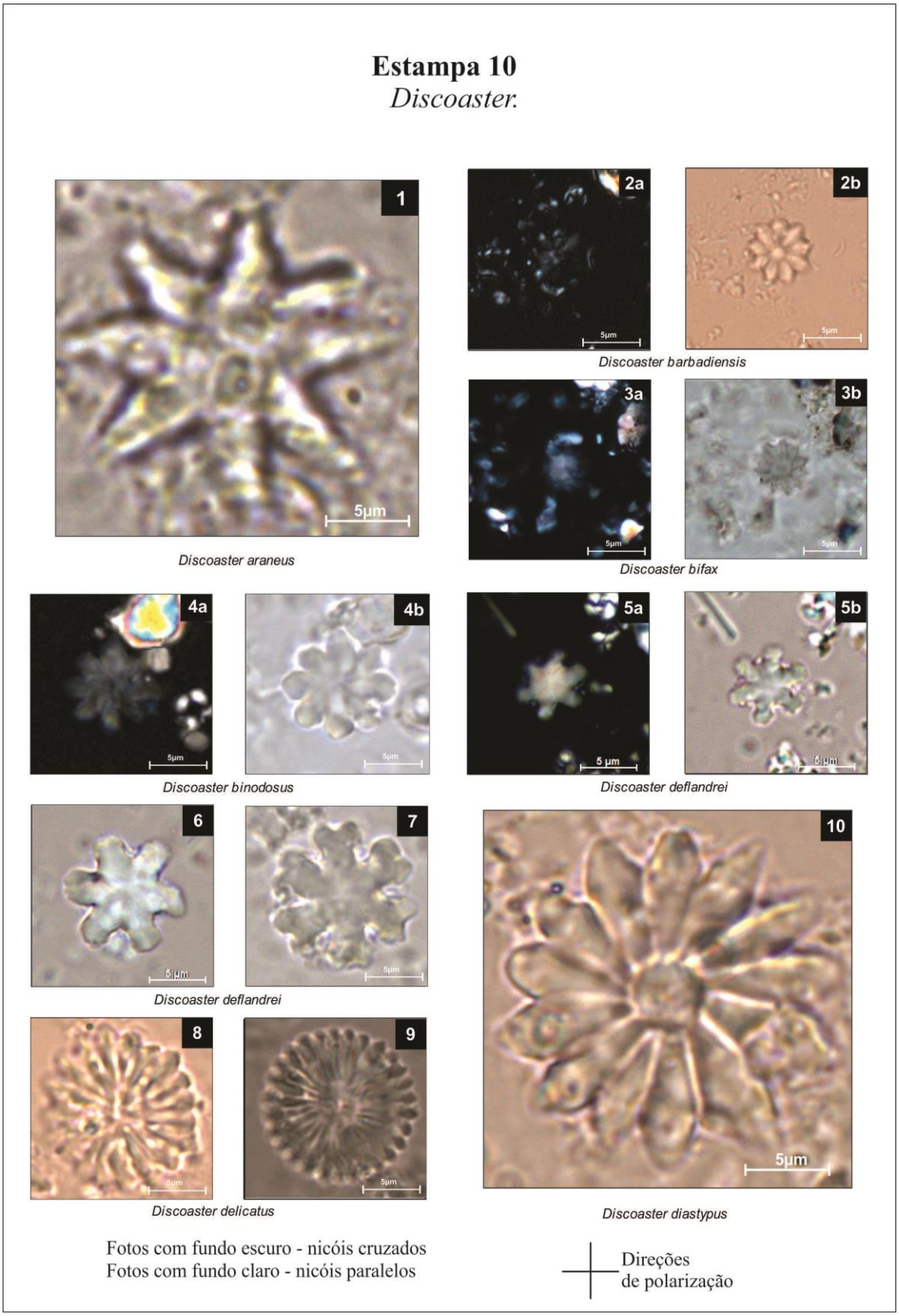
Fonte: O autor, 2020.

Figura 31 – Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



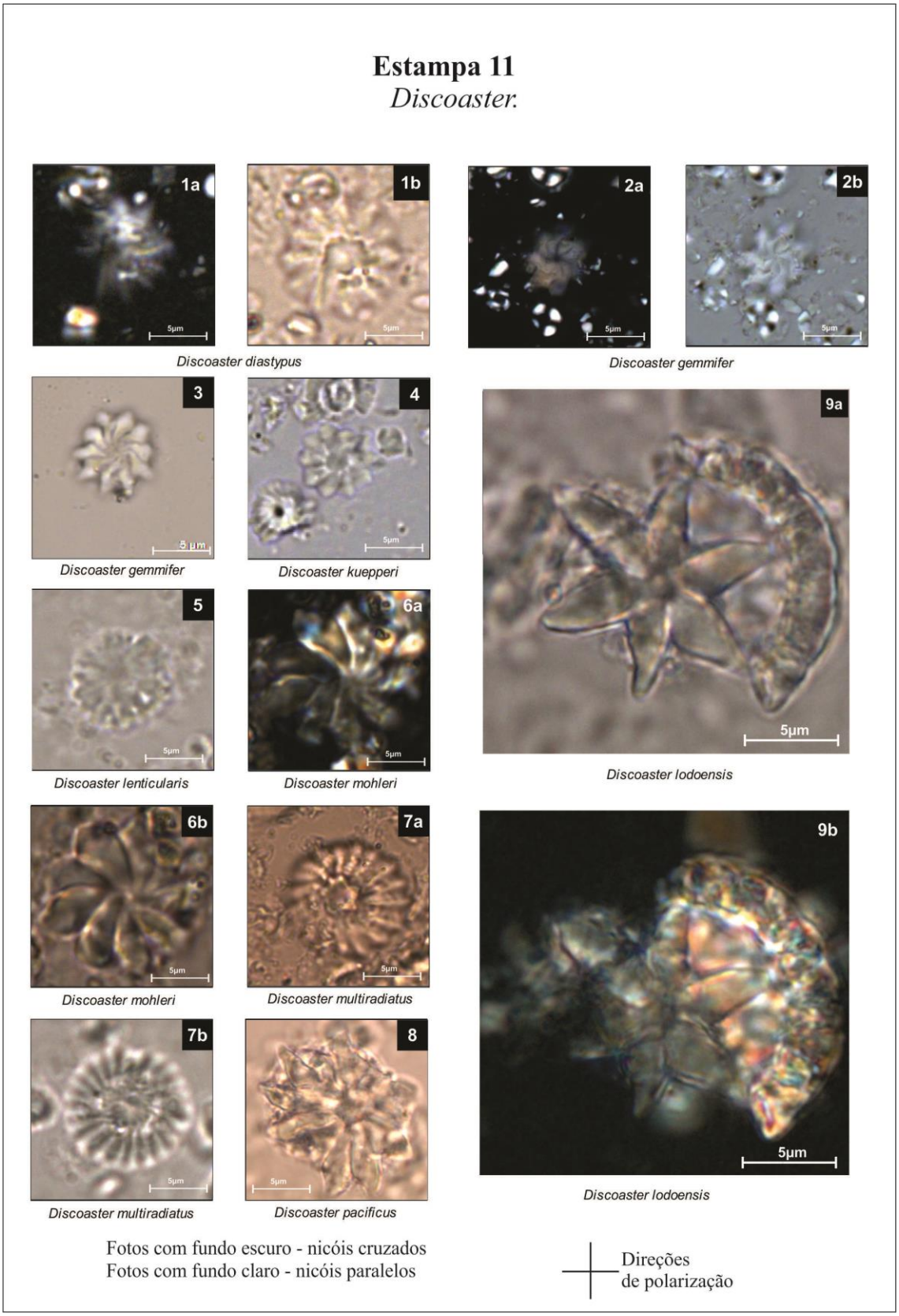
Fonte: O autor, 2020.

Figura 32 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



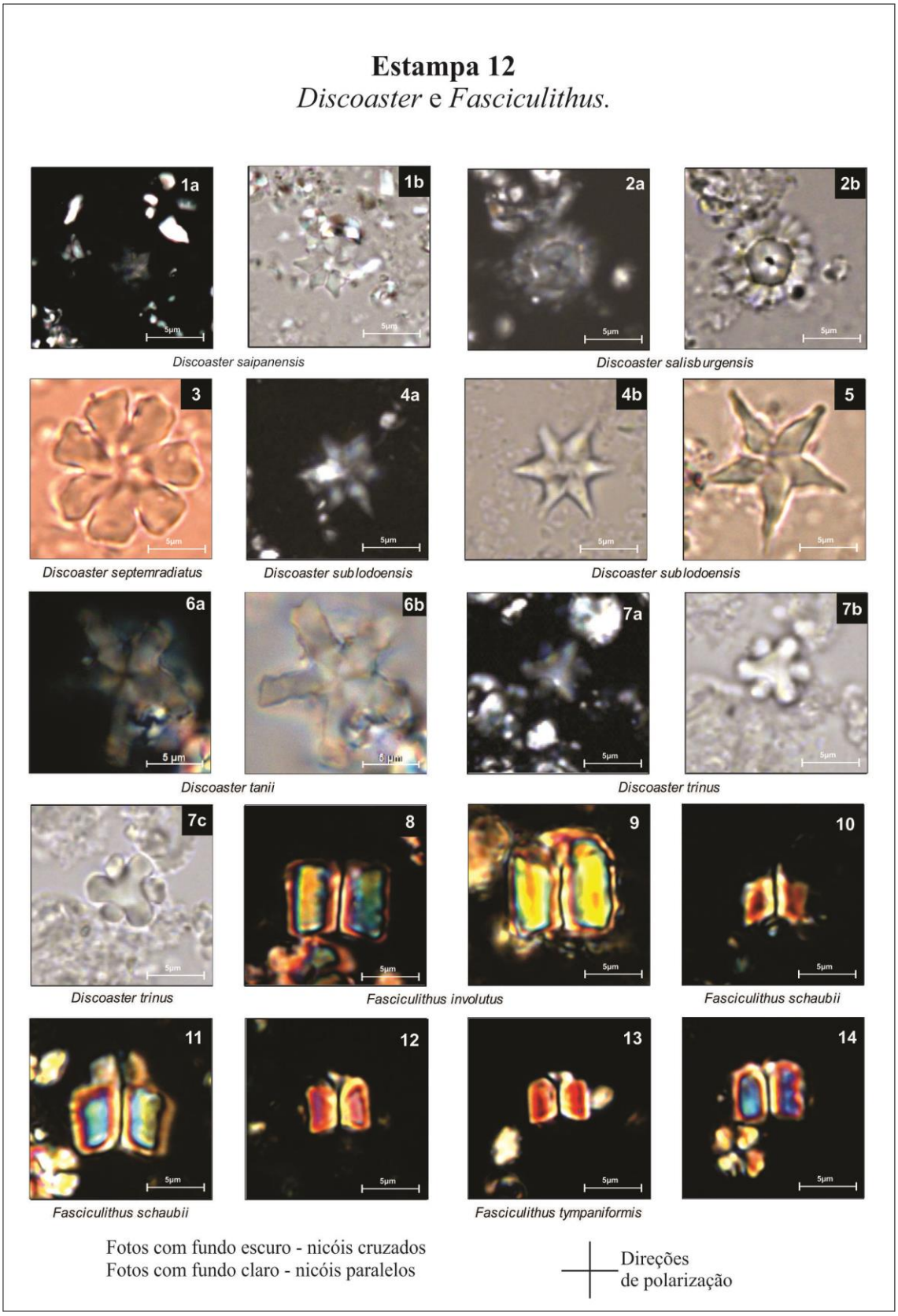
Fonte: O autor, 2020.

Figura 33 – Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



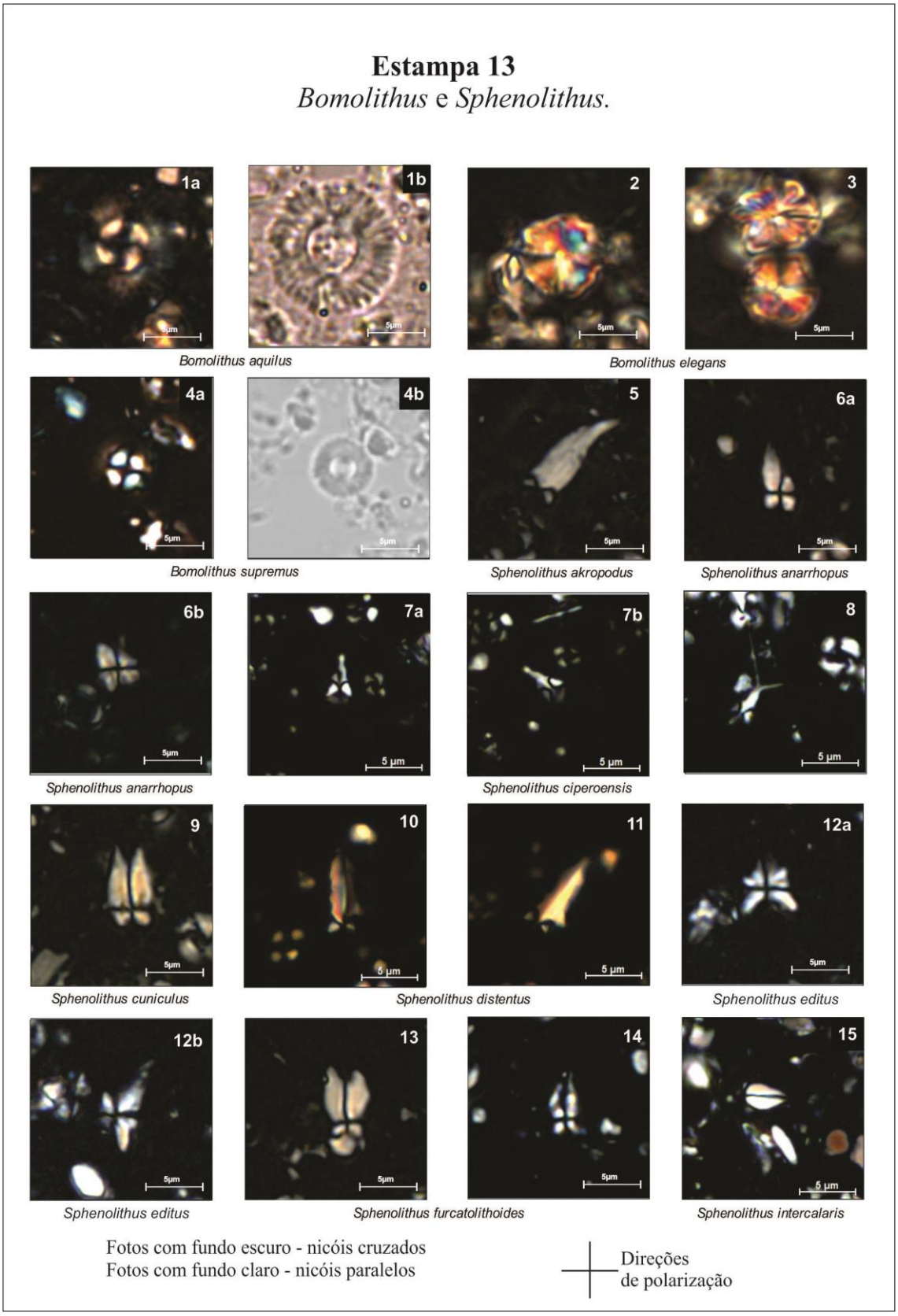
Fonte: O autor, 2020.

Figura 34 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



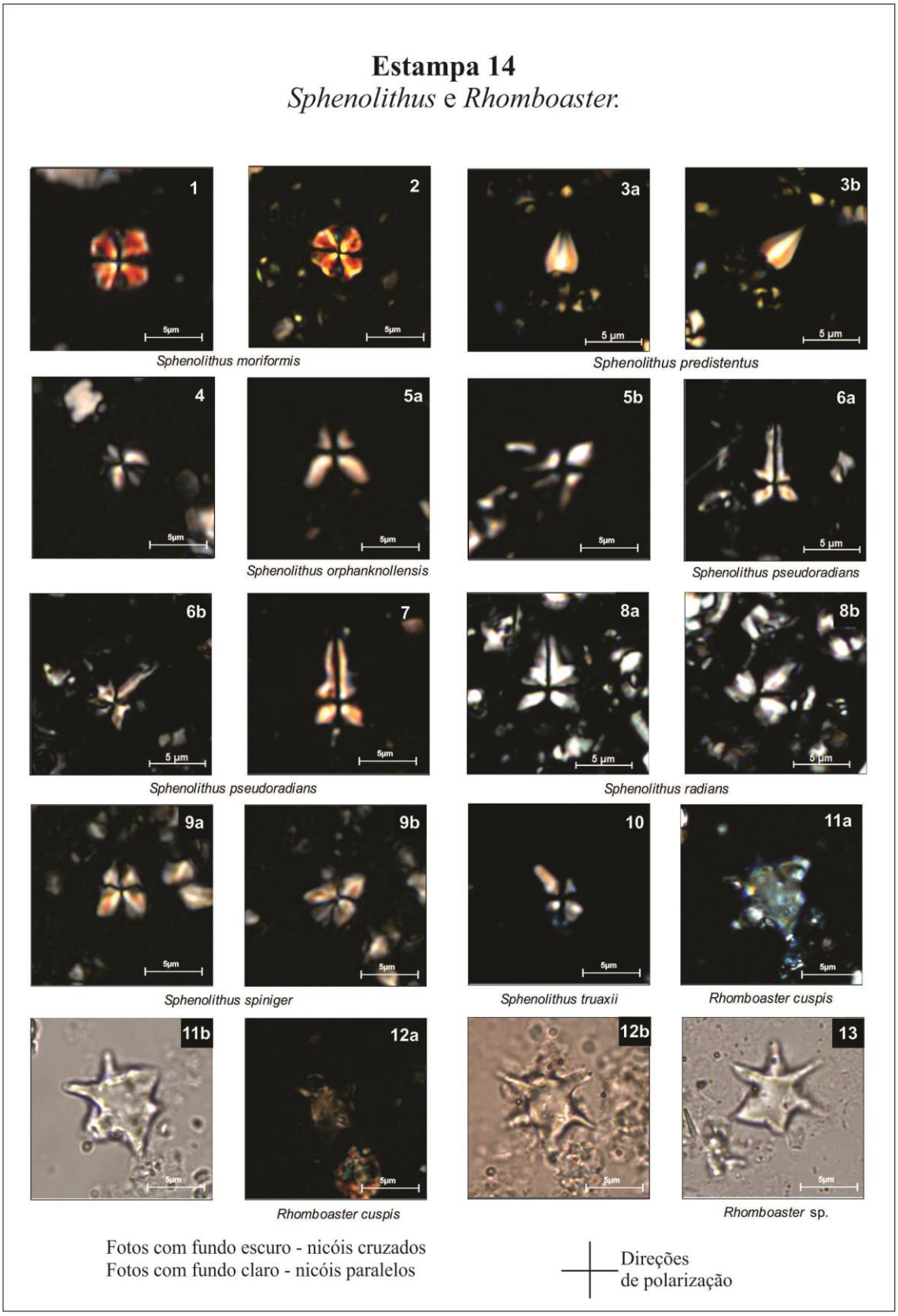
Fonte: O autor, 2020.

Figura 35 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



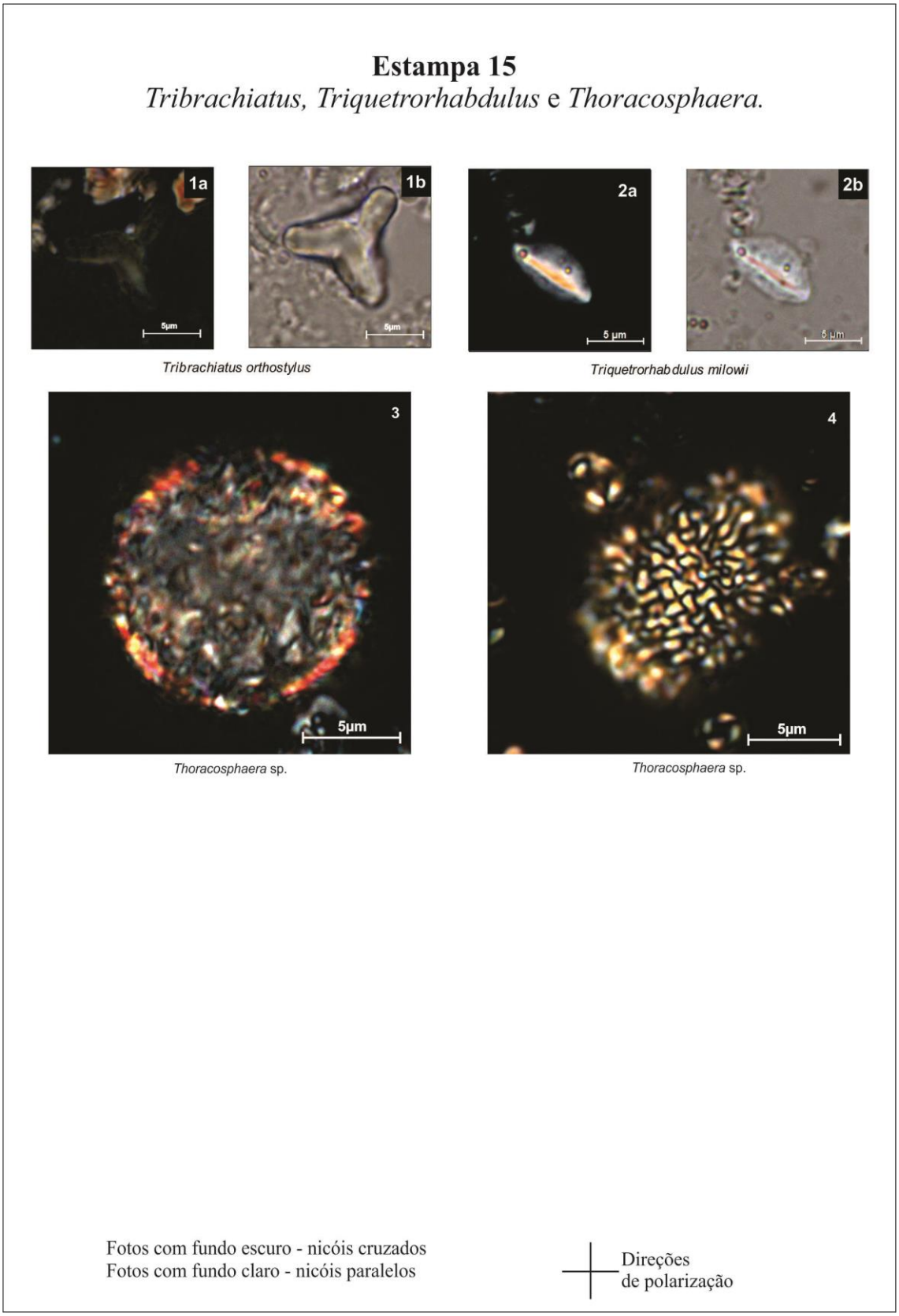
Fonte: O autor, 2020.

Figura 36 – Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



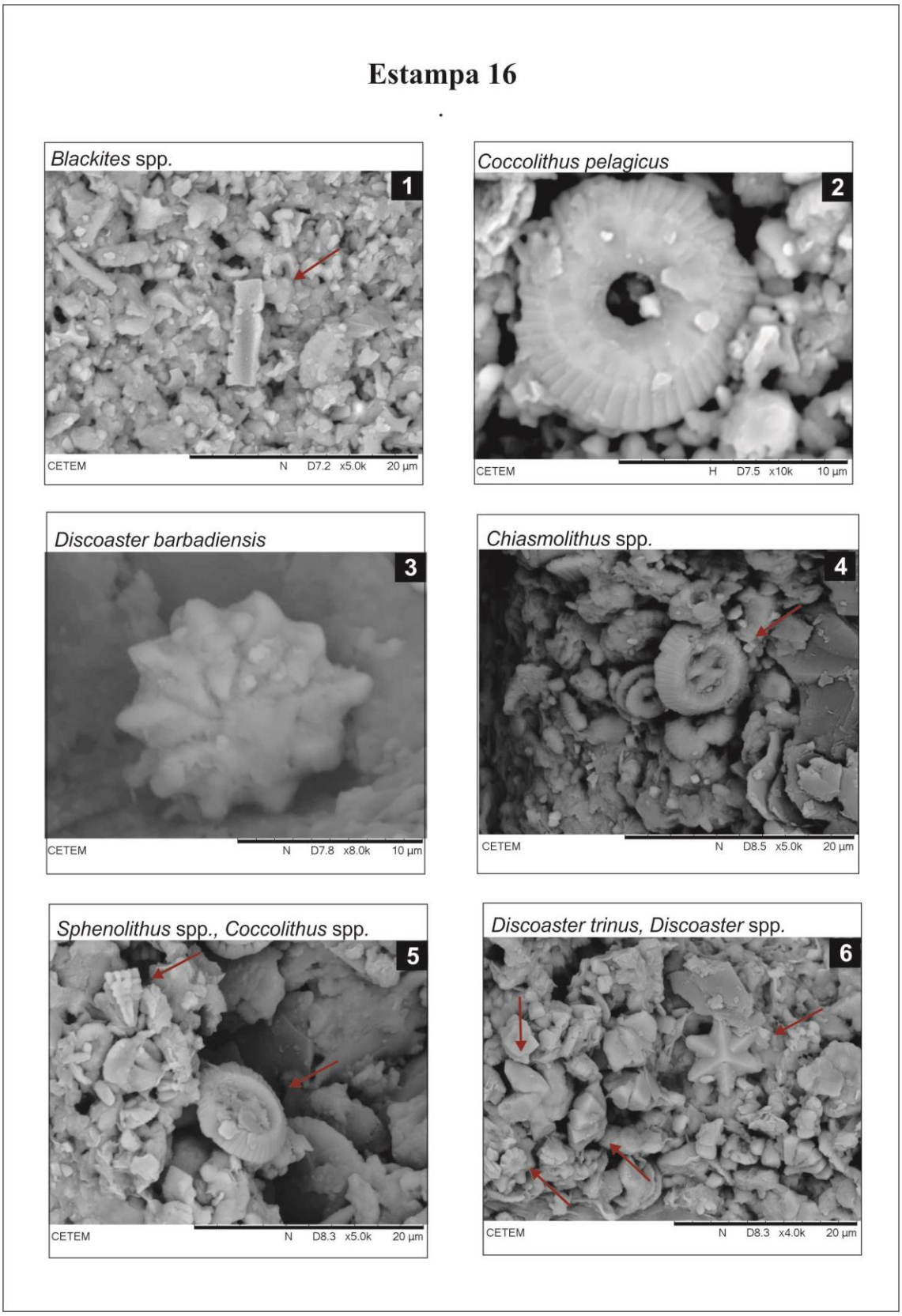
Fonte: O autor, 2020.

Figura 37 - Estampa das principais espécies descritas nos Leg 39 - *Site* 354 e Leg 154 - *Site* 929E.



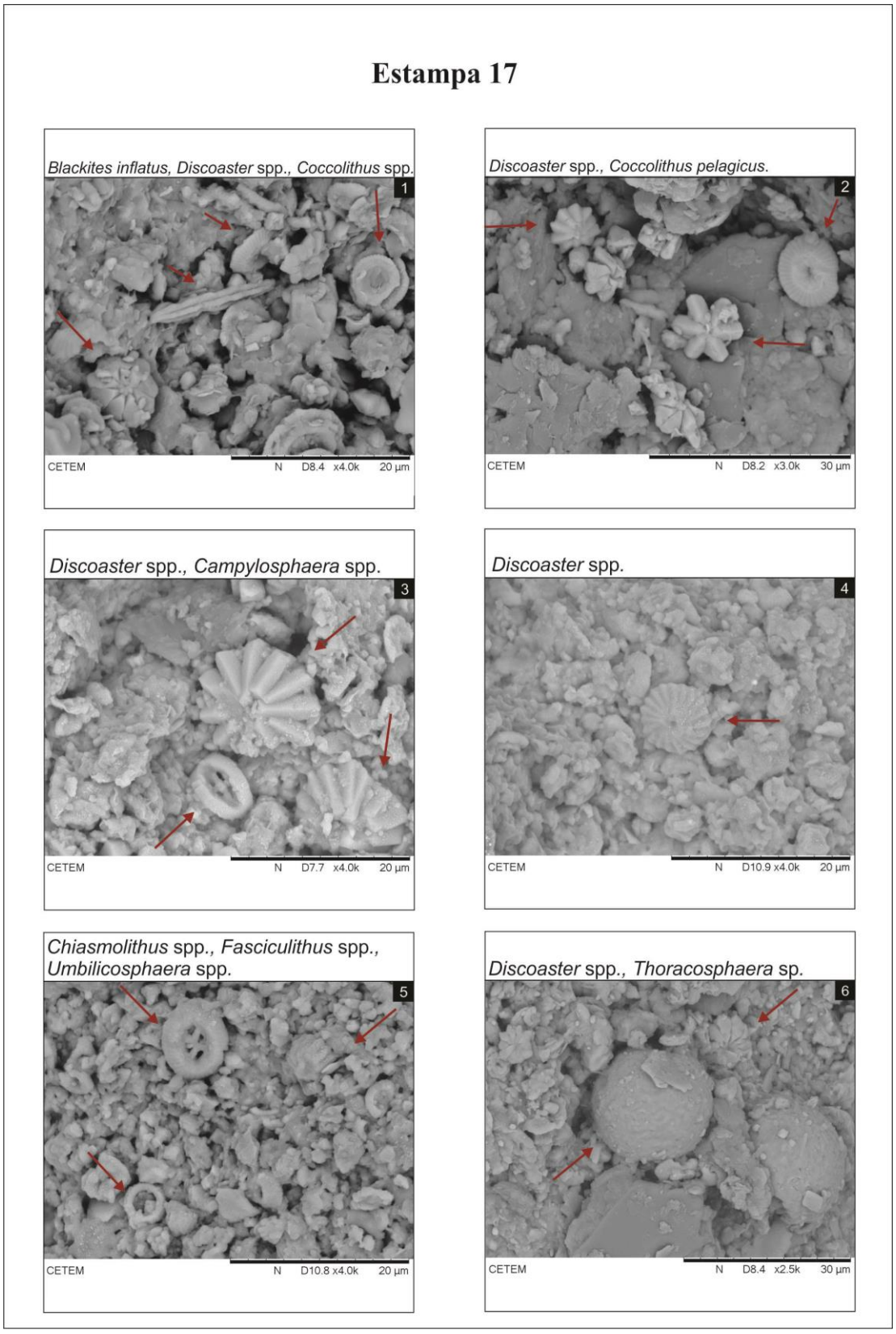
Fonte: O autor, 2020.

Figura 38 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E, no microscópio eletrônico de varredura (MEV).



Fonte: O autor, 2020.

Figura 39 - Estampa das principais espécies descritas nos *Sites* 354 e 929E, no microscópio eletrônico de varredura (MEV).



Fonte: O autor, 2020.

7.3 BIOESTRATIGRAFIA

Para propósitos de discussão, o trabalho foi proposto de acordo com o biozoneamento de Martini (1971), utilizado para balizar os intervalos a serem estudados. No entanto, após a análise das amostras, verificou-se que o arcabouço de Okada & Bukry (1980) poderia ser aplicado plenamente.

As biozonas identificadas são do tipo diferencial superior e/ou inferior (NACSN, 2005), que se caracterizam por terem limites definidos por última ocorrência estratigráfica (UO) e/ou primeira ocorrência estratigráfica (PO) de entidades taxonômicas, consideradas *in situ*. Os dois tipos de limites podem ser aplicados quando se dispõe sobretudo de amostras de testemunho, sem contaminação. As Figuras 40 e 43 ilustram a tabela de distribuição do *Site* 354 e *Site* 929E.

7.4 BIOESTRATIGRAFIA DO *LEG* 39 - *SITE* 354

No intervalo selecionado foram coletadas 12 amostras, nas quais foram identificadas seis biozonas, (NP20 a NP25), referentes ao Eoceno superior, Oligoceno inferior e superior, inseridas em um intervalo de tempo de aproximadamente 14 Ma, segundo a escala geocronológica de Ogg *et al.,* (2016). De acordo com a distribuição dos nanofósseis ao longo da seção, foram identificados os seguintes intervalos, da base para o topo:

A - Zona *Sphenolithus pseudoradians*

Amostras: 698,540 m; 695,110 m; 692,560 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno superior.

Biozona NP20 - Caracterizada, na base, pelas primeiras ocorrências de *Sphenolithus pseudoradians* e *Isthmolithus recurvus* e no topo pela última ocorrência *Discoaster saipanensis* e/ou *Discoaster barbadiensis*.

Riqueza Específica: varia entre 41 a 47 espécies. Abundância: 1069 a 1293 indivíduos.

Principais espécies registradas: *Algirosphaera fabaceus, Chiasmolithus titus, Coccolithus cachaoi, Discoaster barbadiensis, Discoaster saipanensis, Helicosphaera clarissima, Reticulofenestra erbae, Reticulofenestra isabellae, Reticulofenestra reticulata* e *Umbilicosphaera bramlettei.*

Observações: Equivalente à biozona CP15 de Okada & Bukry (1980).

B - Zona *Clausicoccus subdistichus*

Amostras: 614 m; 612,500 m; 611,540 m; 611 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno superior - Oligoceno inferior.

Biozona NP21 - Marcada, no topo, pela última ocorrência de *Coccolithus formosus* e na base, pela última ocorrência de *Discoaster saipanensis.*

Riqueza Específica: 33 a 36 espécies.

Abundância: 938 a 1300 indivíduos.

Observam-se, nesta biozona, espécies como *Coccolithus cachaoi, Coccolithus formosus, Helicosphaera reticulata, Markalius inversus, Pontosphaera formosa, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus akropodus, Sphenolithus predistentus, Umbilicosphaera bramlettei* e *Umbilicosphaera protoannulus.*

Observações: Equivalente à biozona CP16a/b de Okada & Bukry (1980).

C - Zona *Helicosphaera reticulata*

Amostras: 609,500 m; 608 m.

Cronoestratigrafia: Oligoceno inferior.

Biozona NP22 – Marcada pela última ocorrência, na base, de *Coccolithus formosus.* E a última ocorrência, no topo, de *Reticulofenestra umbilicus.*

Riqueza Específica: 32 a 34 espécies.

Abundância: 1318 a 1435 indivíduos.

Dentre as espécies descritas, podem-se destacar *Reticulofenestra umbilicus, Ilselithina fusa, Sphenolithus akropodus, Sphenolithus predistentus* e *Umbilicosphaera jordanii*.

Observações: Equivalente à biozona CP16c de Okada & Bukry (1980).

D - Zona *Sphenolithus predistentus*

Amostra: 606,500 m.

Cronoestratigrafia: Oligoceno inferior

Biozona NP23 – Marcada, na base, pela última ocorrência de *Reticulofenestra umbilicus* e primeira ocorrência, no topo, de *Sphenolithus ciperoensis.*

Riqueza Específica: 32 espécies.

Abundancia: 1601 indivíduos.

Neste intervalo, observou-se apenas *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus.* Portanto, corresponde a parte superior mais superior da biozona NP23 (Martini, 1971) e segundo Okada & Bukry (1980), trata-se da biozona CP18. Outras espécies também foram observadas como *Cyclicargolithus abisectus, Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra daviesi, Reticulofenestra dictyoda* e *Reticulofenestra lockeri.*

Observações: Equivalente à biozona CP18 de Okada & Bukry (1980).

E - *Zona Sphenolithus distentus*

Amostra: 523,040 m.

Cronoestratigrafia: Oligoceno superior.

Biozona NP24 – Primeira ocorrência de *Sphenolithus ciperoensis,* na base, enquanto que o topo desta biozonas é marcado pela última ocorrência de *Sphenolithus distentus.*

Riqueza Específica: 26 espécies.

Abundância: 2446 indivíduos.

A presença de *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus* contribuem na caracterização desta biozona. Na descrição deste intervalo, *Helicosphaera recta* e *Cyclicargolithus abisectus* também são observados.

Observações: Equivalente à biozona CP19a de Okada & Bukry (1980).

F - Zona Sphenolithus ciperoensis

Amostra: 462,050 m.

Cronoestratigrafia: Oligoceno superior.

Biozona NP25 (CP19b) – Última ocorrência, na base, de *Sphenolithus distentus* e última ocorrência, no topo, de *Sphenolithus ciperoensis.*

Riqueza Específica: 25 espécies.

Abundância: 1665 indivíduos.

Esta biozona foi marcada através da ocorrência de *Sphenolithus ciperoensis* e a ausência de *Sphenolithus distentus.* Também foram identificadas outras espécies que auxiliam na identificação das biozonas, tais como: *Sphenolithus avis, Helicosphaera obliqua* e *Cyclicargolithus abisectus.*

Observações: Equivalente à biozona CP19b de Okada & Bukry (1980).

7.4.1 Hiato - *Site* 354

A biozona CP17 (Okada & Bukry, 1980), correspondente à parte inferior da NP23 (Martini, 1971), é caracterizada pelo intervalo entre a última ocorrência, na base, de *Reticulofenestra umbilicus* e primeira ocorrência, no topo, de *Sphenolithus distentus*.
Esta associação descrita acima, neste estudo, não foi detectada. Diante desta premissa, sugere-se aqui, um possível hiato datado do Rupeliano médio, correspondente a uma amplitude da ordem de 2,5 Ma, conforme a escala geocronológica de Ogg *et al*. (2016).

7.5 INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS DO *LEG* 39 *SITE* 354

Os nanofósseis calcários demonstram uma forte sensibilidade às condições ambientais e acompanham as mudanças globais no registro geológico oceânico. Oferecem uma boa correlação entre biodiversidade, produtividade e tendências climáticas, com maior diversidade associada a climas quentes (Okada & Honjo, 1973; Pospichal & Wise, 1990; Winter *et al*., 1994; Bown 1998; Bown *et al*. 2004; Zacho *et al*. 2001, 2008; Kalb & Bralower, 2012). Segundo Zachos *et al.* (2003) e Bown, *et al.* (2004), a diversidade mínima cenozoica ocorreu durante o Máximo Glacial do Oligoceno, devido à diminuição de habitats oligotróficos estáveis. Os nanofósseis calcários, assim como outros grupos fósseis, retratam padrões comportamentais característicos daquele período, no qual nota-se a tendência à diminuição da diversidade.

Neste estudo, durante a descrição das espécies, um dos objetivos propostos foi correlacionar os dados de abundância e de diversidade, ao longo do Eoceno superior e Oligoceno. A partir dos resultados, duas curvas foram geradas mostrando o comportamento de toda a associação, em cada um dos casos (Figura 40).

A abundância, conforme comentada anteriormente, trata-se da quantidade de indivíduos encontradas durante a descrição das lâminas. Ao observar, da base para o topo, o intervalo estudado, nota-se um aumento da quantidade de espécimes. No que se refere ao Eoceno superior, constituído pelas biozonas NP20 e NP21, a abundância varia de 938 a 1300 indivíduos. Enquanto que, ao longo do Oligoceno, (NP21 a NP25), observa-se uma variação de 1199 a 2446 indivíduos.

A Riqueza Específica (RE), ao contrário da abundância, demonstra uma alta diversidade no intervalo referente ao Eoceno superior, NP20 e NP21, variando de 33 a 47 táxons por amostra. De acordo com Zachos *et al.* (2003) e Bown, *et al.* (2004), valores mais altos de RE

podem indicar uma possível oligotrofia e aquecimento das águas superficiais, configurando, neste estudo, condições favoráveis para a proliferação do nanoplâncton durante o Eoceno superior.

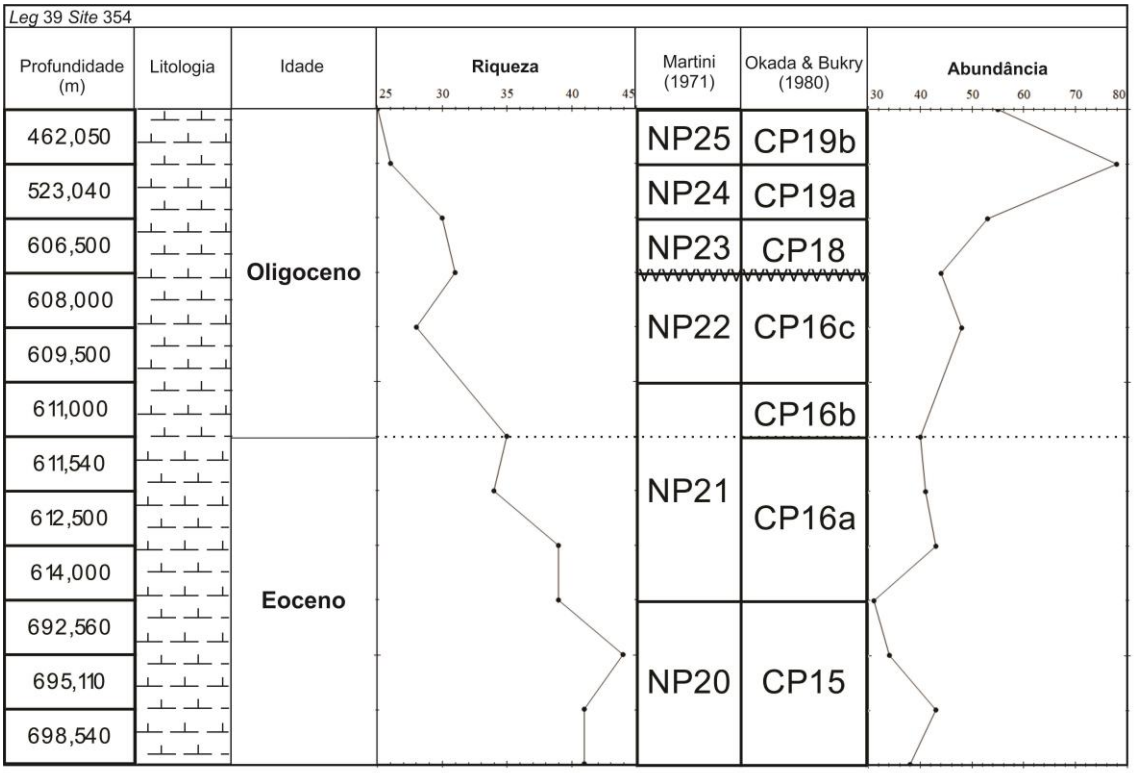
No Oligoceno, NP21 a NP25, nota-se uma redução da riqueza de nanofósseis, com variações entre 25 e 34 táxons por amostra. O que sugere um possível arrefecimento e eutrofia das águas superficiais, favorecendo a proliferação de espécies oportunistas.

A partir da interpretação das curvas de abundância e riqueza somado aos dados de frequência, podem-se sugerir algumas inferências paleoclimáticas reconhecidas no Eoceno-Oligoceno da Elevação Ceará. Assim, observa-se que o Eoceno superior, (NP20 e NP21), é caracterizado por espécies típicas de baixas latitudes e águas superficiais quentes (*Discoaster* spp., *C. pelagicus*, *C. formosus*, *R. erbae*, e *R. isabellae*), com a riqueza variando de 33 a 47 táxons e a abundância de 938 a 1300 indivíduos por amostra. Já a transição Eoceno – Oligoceno é caracterizada por um aumento da abundância e um declínio da riqueza de espécies (*Reticulofenestra* spp., *Dictyococcites* spp. e *Cyclicargolithus* spp.), seguido pelo Oligoceno, (NP21 a NP25), definido por espécies típicas de águas superficiais frias (*Sphenolithus* spp., *Chiasmolithus* spp., *Helicosphaera* spp. e *C. floridanus*), onde se nota uma redução da riqueza de nanofósseis, com variações entre 25 e 34 táxons e gradual aumento da abundância que varia de 1199 a 2446 indivíduos por amostra.

Neste estudo, o intervalo Eoceno-Oligoceno é marcado por um arrefecimento gradual. Valores relativamente mais altos da riqueza específica podem indicar uma possível oligotrofia e aquecimento das águas superficiais, configurando condições favoráveis para a proliferação do nanoplâncton durante o Eoceno superior; enquanto o Oligoceno é caracterizado por uma possível eutrofia e arrefecimento das águas superficiais, o que favorece a proliferação de espécies oportunistas.

Fornaciari *et al*. (2010), Toffanin *et al.* (2013) e Sezen (2014) estudaram amostras de baixas a médias latitudes e também reconheceram associações similares às descritas no *Site* 354, Atlântico Equatorial. Enquanto Persico & Villa (2004), Pea (2011) e Fioroni *et al.* (2012) reconheceram, em altas latitudes, associações um pouco distintas (ricas em *C. oamaruensis*). No Oligoceno existem variadas associações de nanofósseis conforme as diferentes latitudes, devido à influência direta da glaciação, originada nesta época.

Figura 40 - Gráfico Abundância X Riqueza Específica. Mostra a resposta dos nanofósseis calcários durante o intervalo estudado - Limite Eoceno/Oligoceno. Conforme queda das temperaturas das águas superficiais e profundas, através do Eoceno superior e Oligoceno, nota-se o declínio da diversidade e aumento da abundância.



Fonte: O autor, 2020.

7.6 BIOESTRATIGRAFIA *SITE* 929E

Neste poço foram reconhecidas onze biozonas, (NP9 a NP20), referentes ao Paleoceno superior, Eoceno inferior, médio e superior, inseridas em um intervalo de tempo de aproximadamente 24 Ma. De acordo com a distribuição dos nanofósseis ao longo da seção, foram identificados os seguintes intervalos, da base para o topo:

A - Zona *Discoaster multiradiatus*

Amostras: 801,200 m e 799,430 m.

Cronoestratigrafia: Paleoceno superior.

Biozona NP9 - Caracterizada, na base, pela primeira ocorrência de *Discoaster multiradiatus* e no topo pela primeira ocorrência *Tribrachiathus bramlettei.*

Riqueza Específica: 40 a 46 espécies.

Abundância: 1138 a 1244 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Biantholithus sparsus, Bomolithus elegans, Bomolithus supremus, Cruciplacolithus frequens, Discoaster multiradiatus, Ellipsolithus distichus, Ericsonia subpertusa, Fasciculithus involutus, Fasciculithus schaubii, Fasciculithus tympaniformis, Prinsius bisulcus, Prinsius martinii, Toweius callosus, Toweius eminens, Toweius occultatus, Toweius pertusus, Toweius rotundus* e *Zeugrhabdotus sigmoides*.

Observações: Equivalente à subzona CP8b de Okada & Bukry (1980).

B - Zona *Tribrachiatus contortus*

Amostras: 788,760 m, 785,790 m, 780,600 m, 769,690 m, 761,300 m, 760,900 m, 753,210 m, 752,740 m, 752,360 m, 751,490 m, 746,700 m e 744,090 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno inferior.

Biozona NP10 - Caracterizada, na base, pelas primeiras ocorrências de *Tribrachiathus bramlettei* ou *Tribrachiathus contortus* e última ocorrência, no topo, de *Tribrachiathus contortus.*

Riqueza Específica: 42 a 52 espécies.

Abundância: 349 a 1.134 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Campylosphaera dela, Campylosphaera eodela, Coccolithus foraminis, Discoaster araneus, Discoaster mohleri, Discoaster multiradiatus, Discoaster salisburgensis, Ellipsolithus macellus, Lophodolithus nascens, Neochiastozygus junctus, Neococcolithes protenus, Pontosphaera pulchra, Rhomboaster* sp.*, Toweius callosus, Toweius eminens, Toweius gammation, Toweius occultatus, Toweius pertusus, Toweius rotundus, Tribrachiatus orthostylus, Sphenolithus anarrhopus, Zeugrhabdotus sigmoides, Zygodiscus plectopons* foram descritos.

Observações: Equivalente à biozona CP8b e CP9a de Okada & Bukry (1980).

C - Zona *Discoaster binodosus*

Amostra: 735,150 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno inferior.

Biozona NP11 - Marcada, na base, pela última ocorrência *Tribrachiathus contortus* e no topo pela primeira ocorrência *Discoaster lodoensis.*

Riqueza Específica: 41 espécies.

Abundância: 694 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Coccolithus staurion, Discoaster binodosus, Discoaster diastypus, Discoaster gemmifer, Discoaster kuepperi, Discoaster lenticularis, Discoaster pacificus, Campylosphaera dela, Campylosphaera eodela, Chiasmolithus californicus, Chiasmolithus consuetus, Lophodolithus nascens, Sphenolithus conspicuus, Sphenolithus editus, Sphenolithus moriformis, Sphenolithus orphanknollensis, Sphenolithus radians, Toweius callosus, Toweius gammation, Toweius occultatus* e *Tribrachiatus orthostylus* foram descritos.
Observações: Equivalente à biozona CP9b de Okada & Bukry (1980).

D - Zona *Tribrachiatus orthostylus*
Amostras: 723,840 m e 713,270 m.
Cronoestratigrafia: Eoceno inferior.
Biozona NP12 - Caracterizada, na base, pela primeira ocorrência de *Discoaster lodoensis* e no topo pela primeira ocorrência de *Tribrachiatus orthostylus*.
Riqueza Específica: 40 a 42 espécies.
Abundância: 678 a 852 indivíduos.
Exemplares, tais como: *Coccolithus formosus, Discoaster barbadiensis, Discoaster binodosus, Discoaster diastypus, Discoaster lodoensis, Discoaster septemradiatus, Helicosphaera seminulum, Neococcolithes protenus, Pontosphaera pulchra, Toweius callosus, Toweius gammation* e *Tribrachiatus orthostylus* foram descritos.
Observações: Equivalente à biozona CP10 de Okada & Bukry (1980).

E - Zona *Discoaster lodoensis*
Amostra: 711,440 m.
Cronoestratigrafia: Eoceno inferior.
Biozona NP13 - Marcada, na base, pela última ocorrência de *Tribrachiatus orthostylus* ou primeira ocorrência de *Toweius crassus* e no topo, pela primeira ocorrência de *Discoaster sublodoensis.*
Riqueza Específica: 43 espécies.
Abundância: 762 indivíduos.
Exemplares, tais como: *Campylosphaera dela, Cyclicargolithus floridanus, Discoaster lodoensis, Discoaster saipanensis, Helicosphaera lophota, Helicosphaera seminulum, Pontosphaera formosa, Reticulofenestra minuta, Toweius callosus, Sphenolithus orphanknollensis, Sphenolithus radians, Sphenolithus spiniger* e *Toweius gammation.*

Observações: Equivalente à biozona CP11 de Okada & Bukry (1980).

F - Zona *Discoaster sublodoensis*

Amostras: 695,260 m, 686,900 m, 674,540 m, 663,070 m e 655,330 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno inferior - Eoceno médio.

Biozona NP14 - Caracterizada, na base, pela primeira ocorrência *Discoaster sublodoensis* e no topo pela primeira ocorrência *Nannotetrina fulgens* e/ou última ocorrência de *Blackites inflatus*.

Riqueza Específica: 42 a 48 espécies.

Abundância: 479 a 1209 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Blackites inflatus, Blackites inversus, Blackites spinosus, Campylosphaera dela, Coccolithus eopelagicus, Discoaster deflandrei, Discoaster lodoensis, Discoaster saipanensis, Discoaster sublodoensis, Helicosphaera bramlettei, Helicosphaera lophota, Helicosphaera seminulum, Nannotetrina cristata, Nannotetrina plana, Reticulofenestra minuta, Sphenolithus radians, Sphenolithus spiniger* foram descritos.

Observações: Equivalente à biozona CP12 de Okada & Bukry (1980).

G - Zona *Nannotetrina fulgens*

Amostras: 653,200 m, 636,000 m, 629,970 m, 623,270 m e 610,000 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno médio.

Biozona NP15 - Caracterizada, na base, pela primeira ocorrência de *Nannotetrina fulgens* e/ou última ocorrência de *Blackites inflatus* e no topo, pela última ocorrência de *Blackites gladius* e/ou primeira ocorrência de *Reticulofenestra umbilicus.*

Riqueza Específica: 44 a 53 espécies.

Abundância: 993 a 1513 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Chiasmolithus grandis, Coccolithus eopelagicus, Coccolithus formosus, Discoaster sublodoensis, Discoaster tanii, Nannotetrina cristata, Nannotetrina fulgens, Neococcolithes dubius, Pedinocyclus larvalis, Pontosphaera formosa, Sphenolithus cuniculus, Sphenolithus furcatolithoides, Sphenolithus pseudoradians* foram descritos.

Observações: Equivalente à biozona CP13 de Okada & Bukry (1980).

H - Zona *Discoaster tanii nodifer*

Amostras: 608,580 m, 604,220 m, 595,400 m, 579,700 m, 578,940 m, 575,320 m e 562,590 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno médio.

Biozona NP16 - Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Blackites gladius* e no topo pela última ocorrência de *Chiasmolithus solitus.*

Riqueza Específica: 42 a 49 espécies.

Abundância: 1011 a 1283 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Discoaster barbadiensis, Discoaster deflandrei, Discoaster saipanensis, Reticulofenestra bisecta, Chiasmolithus solitus, Chiasmolithus grandis, Discoaster barbadiensis, Discoaster deflandrei, Discoaster saipanensis, Helicosphaera prolixa, Helicosphaera seminulum, Pyrocyclus orangensis, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus furcatolithoides, Umbilicosphaera bramlettei* foram descritos.

Observações: Equivalente à biozona CP14a de Okada & Bukry (1980).

I - Zona *Discoaster saipanensis*

Amostras: 575,320 m e 562,590 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno médio.

Biozona NP17 - Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Chiasmolithus solitus* e no topo pela primeira ocorrência de *Chiasmolithus oamaruensis.*

Riqueza Específica: 35 a 41espécies.

Abundância: 968 a 1040 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Cyclicargolithus floridanus, Discoaster barbadiensis, Discoaster deflandrei, Discoaster saipanensis, Campylosphaera dela, Chiasmolithus grandis, Helicosphaera clarissima, Helicosphaera compacta, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus furcatolithoides, Sphenolithus pseudoradians, Sphenolithus radians* foram descritos.

Observações: Equivalente à biozona CP14b de Okada & Bukry (1980).

J - Associação biozonal *Isthmolithus recurvus/ Sphenolithus pseudoradians*

Amostras: 551,440 m, 542,700 m, 532, 270 m, 522,200 m, 510,710 m.

Cronoestratigrafia: Eoceno superior.

Biozonas NP19/NP20 - Marcada, na base, pela primeira ocorrência de *Isthmolithus recurvus* e no topo pela última ocorrência de *Discoaster saipanensis* e/ou *Discoaster barbadiensis*.

Riqueza Específica: 36 a 41 espécies.

Abundância: 500 a 1284 indivíduos.

Exemplares, tais como: *Algirosphaera fabaceus, Clausicoccus subdistichus, Chiasmolithus titus, Coccolithus cachaoi, Discoaster barbadiensis, Discoaster saipanensis, Helicosphaera*

clarissima, Isthmolithus recurvus, Markalius inversus, Reticulofenestra isabellae, Sphenolithus radians, Sphenolithus truaxii, Reticulofenestra reticulata, Reticulofenestra daviesii, Reticulofenestra dictyoda, Reticulofenestra erbae, Reticulofenestra lockeri e *Umbilicosphaera bramlettei* foram descritos.
Observações: Equivalente à biozona CP15 de Okada & Bukry (1980).

K - Zona *Clausicoccus subdistichus*
Amostras: 500,880 m, 495,410 m e 491,540 m.
Cronoestratigrafia: Eoceno superior.
Biozona NP21 - Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Discoaster saipanensis* e no topo pela última ocorrência de *Coccolithus formosus.*
Riqueza Específica: 31 a 35 espécies.
Abundância: 1268 a 1745 indivíduos.
Exemplares, tais como: *Cyclicargolithus abisectus, Clausicoccus fenestratus, Clausicoccus subdistichus, Discoaster adamanteus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera intermedia, Helicosphaera reticulata, Reticulofenestra bisecta, Reticulofenestra daviesii, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus predistentus, Sphenolithus truaxii* foram descritos.
Observações: Equivalente à biozona CP116a/b de Okada & Bukry (1980).

7.6.1 Hiato - *Site* 929E

A biozona NP18 é marcada, na base, pela primeira ocorrência de *Chiasmolithus oamaruensis* e no topo, pela primeira ocorrência de *Isthmolithus recurvus.* Diante destas informações, um possível hiato datado de aproximadamente de 0,5 Ma, na base Priaboniano, foi detectado no *Site* 929E, referente a biozona NP18, devido a ausência do *C. oamaruensis* dentre as espécies descritas, impossibilitando o reconhecimento desta biozona.

7.7 INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E CURVA DE ISÓTOPOS C E O

7.7.1 Inferências paleoclimáticas

Embora haja incerteza na atribuição de preferências ambientais aos taxa dos nanofósseis extintos, existe um consenso de que algumas espécies de nanofósseis podem ser interpretadas como reflexo de condições paleoecológicas distintas, sendo assim indicativas de alterações climáticas e oceanográficas. Para o Paleogeno, numerosos trabalhos têm-se centrado na paleoecologia dos nanofósseis calcários, em particular em todo o Paleoceno, no Limite Paleoceno-Eoceno e no intervalo Oligoceno inicial. Para o intervalo Paleoceno-Eoceno, vários autores propuseram uma correlação entre as espécies selecionadas, a abundância e as mudanças oceanográficas ocorridas durante o MTPE. (Bralower, 2002; Kahn & Aubry, 2004; Tremolada & Bralower, 2004; Gibbs *et al*., 2006; Agnini *et al*., 2006; Jiang & Wise, 2006, 2007; Villa *et al*, 2008, 2014).

Um dos principais problemas na interpretação do nanofósseis calcários durante o MTPE é que as condições e variáveis paleoambientais estavam mudando rapidamente e ao mesmo tempo. A distribuição dos cocólitoforídeos é regida pela variação de temperatura, sendo muito influenciados pelas características das águas superficiais, produtividade e mudanças climáticas. (Okada e Honjo, 1973, Perch-Nielsen, 1985; Wei & Wise, 1990; Young, 1994; Bralower, 2002, Agnini, 2006; Self-Trail, 2012).

Para o presente trabalho foram selecionadas algumas espécies, associações ou grupos taxonômicos, reconhecidos aqui e denominadas como indicadores, de acordo com as suas preferências ecológicas descritas previamente na literatura (Tabela 4). A partir deste acervo, pode-se compreender e interpretar as possíveis flutuações paleoclimáticas e paleoecológicas, como também as respostas na nanoflora às variações ambientais.

Tabela 4 - Arcabouço dos principais indicadores no limite Paleoceno - Eoceno, conforme a literatura. Classificados de acordo com as respectivas respostas diante do fluxo de nutriente e variação de temperatura

Espécies/ Associações	Nutrientes			Cosmopolita	Temperatura		
	Oligotrófico	Mesoeutrófico	Eutrófico		Quente	Temperada	Frio
B. supremus		Bown & Pearson, 2009			Bown & Pearson, 2009		
***Chiasmolithus* spp.**			Aubry, 1992; Monechi, 2000; Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004.			Bukry, 1973; Perch-Nielsen, 1985; Wei & Wise, 1989	Bralower, 2002; Firth & Wise, 1992; Tremolada & Bralower, 2004; Villa *et al*., 2008; Villa & Persico, 2006; Wei & Wise, 1990a; Wei & Wise, 1990b
***Coccolithus* spp.**		Gomez *et al*,. 2016		Shcherbinina *et al*., 2016			
C. formosus	Kelly, 1996; Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004; Villa *et al*., 2008	Pea, 2011	Agnini *et al*., 2009; Pea, 2011		Monechi *et al*., 2000; Villa *et al*., 2008; Wei *et al*., 1992; Wei & Wise, 1990b; Bukry, 1973.	Bukry, 1973;	
C. pelagicus	Kelly *et al*. 1996; Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004	Agnini *et al*., 2007b	Cachao & Moita, 2000		Wei & Wise, 1990a; Wei & Wise, 1990b	Persico & Villa, 2004; Persico & Villa, 2006; Villa *et al.*, 2008	
***Discoaster* spp.**	Aubry, 1992; Bralower, 2002; Gibbs *et al*., 2006; Kahn & Aubry, 2004; Kelly *et al*., 1996; Tremolada & Bralower, 2004; Villa *et al*., 2008; Gomez, *et al.,* 2016				Hay, 1970; Aubry, 1992; Bralower, 2002; Gibbs et al., 2006; Kahn & Aubry, 2004; Kelly et al., 1996; Tremolada & Bralower, 2004; Villa et al., 2008		
***Fasciculithus* spp.**	Gomez *et al*,. 2016; Brallower, 2002				Brallower, 2002		
R. daviesii			Villa *et al*., 2014				Monechi *et al*., 2000; Persico & Villa, 2004; Villa *et al*., 2008; Villa & Persico, 2006; Wei *et al*., 1992
Grupo *R. umbilicus*	Aubry, 1992	Aubry, 1992; Monechi *et al*., 2000			Aubry, 1992; Monechi *et al*., 2000	Persico & Villa, 2004; Villa *et al.*,2008; Wei & Wise, 1990b	
***Sphenolithus* spp.**	Bukry, 1981; Bralower, 2002; Gibbs *et al*., 2006; Villa *et al.*, 2008; Gomez *et al.*, 2016				Bralower, 2002; Gibbs *et al*., 2006; Villa *et al*., 2008		
***Toweius* spp.**		Gomez *et al*., 2016; Aubry, 1992; Brallower, 2002	Bown *et al*., 2004	Kelly *et al.*, 1996; Gibbs *et al.*, 2012	Self-Trail *et al*., 2012		Bown *et al*., 2004
Z. bijugatus	Agnini *et al*., 2006; Bralower, 2002; Kahn & Aubry, 2004; Wei & Wise, 1990b		Tremolada & Bralower, 2004; Villa *et al*., 2008		Bralower, 2002; Gibbs *et al*., 2006; Kahn & Aubry, 2004	Villa *et al.*, 2008	

Fonte: O autor, 2020.

Conforme a abundância, riqueza e frequência dos táxons mais representativos, somado à sua distribuição bioestratigráfica, pôde-se sugerir uma interpretação paleoclimática com base na resposta da nanoflora no *Site* 929, para tanto, os seguintes indicadores foram selecionados (Figuras 41, 42, 43, 49 e 52):

Cocolithus pelagicus

C. pelagicus são bastante representativos ao longo de todo o site, entretanto, no que se refere ao MTPE, a frequência varia de 22% a 12% por amostra, isso demonstra uma parcela bastante representativa da associação nesse intervalo. No Eoceno médio e superior variam de 6% a 18%, ainda demonstrando uma tolerância a águas temperadas e mesotróficas.

Conforme a resposta dos *C. pelagicus* no *site* 929E, sugere-se que o mesmo tem afinidade com temperatura quentes e ambientes oligotróficos, ja que são bastante abundantes durante o MTPE, seu comportamento é semelhante ao gênero *Discoaster*.

Neste *Site*, localizado no Atlântico Equatorial, os resultados obtidos parecem corroborar com as pesquisas de Okada & Honjo (1973) e Mutterlose *et al*, (2007), visto que *C. pelagicus* é uma das espécies mais abundantes em todo o intervalo estudado (P.O. = 801,200m; U.O. = 491,540 m), desde a biozona NP8 até a NP21. *C. pelagicus* é ligeiramente mais abundante onde também os *Discoasteres* são mais abundantes e isto pode indicar uma sutil preferência ou uma maior tolerância de *C. pelagicus* para águas oligotróficas, (concordando com os dados de Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004), em comparação com o grupo *R. umbilicus*.

Zygrhablithus bijugatus

Levando em consideração a sua rara presença em ambientes de baixas latitudes (equatoriais), *Z. bijugatus* representa 1,7 a 0,4% das espécies por amostra no MTPE seguido de um aumento acentuado (4,5 a 0,6%), com valores mais elevados a partir da amostra 663,070 m. O início do aumento da frequência coincide com o término do intervalo referente ao Máximo Termal do Paleoceno Eoceno, e concomitante ao fim da ocorrência dos *Fasciculithus* spp. (NP10), indicando a sua preferência por temperaturas mais amenas e ambientes mesotróficos.

A resposta da distribuição do *Z. bijugatus*, pode sugerir uma forte influência das condições paleoceanográficas, como a paleotemperatura e paleoprodutividade, esta espécie tem padrões de abundância que sugerem uma redução desta grandeza durante o MTPE, isto é, tem pouca afinidade com temperaturas quentes e oligotróficas, dado que é seguido por um aumento na abundância, tão logo as condições paleoceanográficas voltaram à normalidade.

Grupo *Reticulofenestra umbilicus* (*R. umbilicus*, *R. hillae*, e *R. dictyoda*)

A frequência do grupo da *R. umbilicus* demonstra um gradativo aumento (0,7 a 9,5%), por amostra, para o topo do site, indicando que possuem afinidades por temperaturas mais amenas e ambientes mesotróficos.

A partir do Eoceno médio, *R. umbilicus* e *C. pelagicus* têm preferências paleoecológicas semelhantes, um padrão entre estes dois grupos é evidente desde 608,580 m até ao topo da seção. A espécie *R. dictyoda* (P.O. na amostra 711,440 m) registra uma crescente abundância e ápice no topo do *site,* entretanto, *C. pelagicus* apesar de comportamento símil, mostra-se com valores superiores de abundância. Logo, neste trabalho, sugere-se uma afinidade do grupo *R. umbilicus* por climas temperados e tolerantes a águas oligotróficas a mesotróficas.

Chiasmolithus spp.

O gênero *Chiasmolithus* tem sua maior diversidade no final do Eoceno médio, constituído por *C. consuetus, C. grandis, C. nitidus, C. solitus* e *C. titus,* chegando a representar até 12% desse gênero por amostra, diante dessa resposta, sugere-se aqui sua afinidade por aguas frias e mesotróficas a eutróficas. Com exceção do *C. bidens* e *C. californicus* representantes desse gênero presentes no MTPE, pode-se sugerir que ambos são tolerantes a temperaturas quentes e ambientes oligotróficos.

Para enfatizar a variação de temperatura, o grupo *R. daviesii,* taxa característico de tamperaturas amenas a frias, tem um aumento da abundância a partir do Eoceno superior, desde amostra 551,440 m até o topo da seção, e, da mesma forma *Chiasmolithus* spp. é mais abundante também do Eoceno médio até o topo, onde nota-se uma maior diversidade e abundância desse gênero. Logo, este gênero foi agrupado em taxa de águas temperadas a frias.

Discoaster spp.

Durante o MTPE, esse gênero é bem representativo, seus valores de até 25% de frequência por amostra, indicam a afinidade com temperaturas quentes e ambientes oligotróficos. *D. araneus* com frequência variando de 0,2 a 0,5%, reconhecido no início do MTPE, na biozona NP10.

A distribuição do *D. araneus, D. multiradiatus* e *D. diastypus* demonstram a preferência deste gênero por regiões de clima quente, por serem registrados durante o evento de aquecimento do Paleoceno-Eoceno, apesar da influência da EIC. O *D. araneus* tem ocorrência muito esporádica e nunca se torna um componente dominante da associação. A partir da amostra

542,700 m nota-se uma redução, gradual, nos valores de abundância dos poucos táxons remanescentes, tais como *D. saipanensis*, *D. barbadiensis* e *D. tanii*.

A semelhança entre a distribuição de *C. formosus* e *Discoaster* spp. sugere uma preferência paleoambiental semelhante em relação às águas quentes. O aumento da abundância de *C. formosus* durante o Eoceno médio, (amostra 562,590 m), ocorre quando a abundância de *Discoaster* spp. está gradualmente diminuindo e isto pode sugerir uma preferência de *C. formosus* por águas mais eutróficas em comparação com *Discoaster*, como sugerido por Agnini *et al*. (2009).

Fasciculithus spp.

Na seção Paleoceno-Eoceno do Site 929E, os registros de *Fasciculithus* spp. iniciam na amostra 801,200 m e possuem frequencia máxima de 20%. Seguido de um severo declínio na abundância e diversidade de espécies levando à sua extinção. O grupo do *Fasciculithus richardii* é representado neste estudo, pelo *Fasciculithus schaubii*, que é o primeiro a ser extinto, com última ocorrência na amostra 788,860 m, seguido do *Fasciculithus tympaniformis* e *Fasciculithus involutus* com últimas ocorrências nas amostras 760,900m e 761,300m, respectivamente.

Sphenolithus spp.

A distribuição de *Sphenolithus* spp. no *Site* 929E confirma a sua preferência por águas quentes, como mostra a abundância amplamente maior nos intervalos que os *Discoasteres* e *C. formosus* também são abundantes, mas abre algumas questões sobre a sua interpretação no que diz respeito às condições nutricionais. Valores de abundância dos *Sphenolithus* spp. diminuem progressivamente durante o Paleoceno, quase desaparece no início do MTPE, então retorna no Eoceno inferior e tem sua ascensão no Eoceno médio e superior, com exceção do *Sphenolithus moriformis* que encontra-se descrito em toda extensão do Site 929E.

Toweius spp.

Nas amostras estudadas, esse gênero possue uma frequencia de até 25% por amostra, o que demonstra que são bem representativos junto a associação nanofossilífera. Nota-se uma tendência dos *Toweius* spp. a ambientes com temperaturas amenas a quentes e ambentes mesotróficos a oligotróficos. As figuras 42 e 43, demonstram uma maior abundância durante o limite Paleoceno-Eoceno e uma clara redução da abundância a partir do Eoceno médio. *Toweius callosus* destaca-se por ser o mais abundante no MTPE, com frequencia de até 15% por amostra, .é bastante comum desde a amostra 801,200 m até a 686,900 m, possuem afinidade a temperaturas quentes mas foram capazes de tolerar um ampla gama de temperaturas. Seguido pelo *T. pertusus* e *T. eminens* que têm resposta semelhante ao *T. callosus*, porém bem menos abundantes com última ocorrência na amostra 744,090 m.

Toweius rotundus é abundante apenas dentro do intervalo MTPE, e mais restrito ainda o *T. gammation*. Sugere-se aqui, para esta pesquisa, que o gênero *Toweius* tenha mais afinidade à temperaturas quentes e ambientes oligotróficos a mesotróficos.

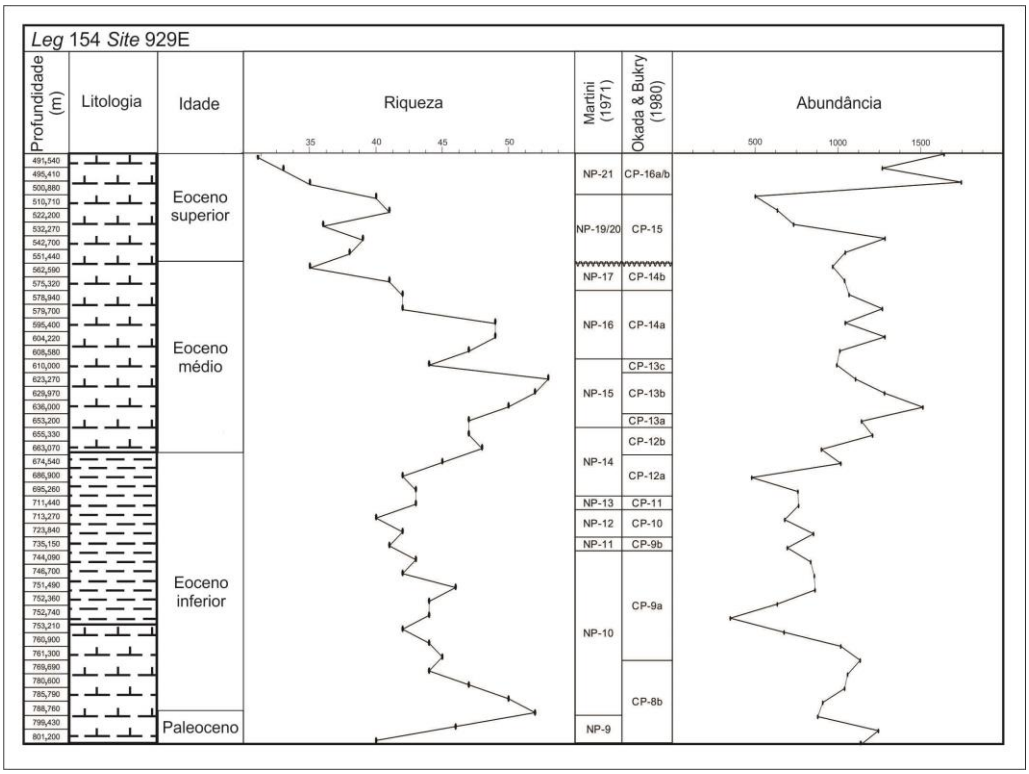
Neococcolithes dubius

Neste *site*, *N. dubius* pode ser interpretado como uma espécie que habitava ambientes de temperatura quente a temperada com preferências por águas oligotróficas, pois sua distribuição é similar a dos *Discoasteres*, *Z. bijugatus* e *C. formosus*. O intervalo de maior abundância desta espécie ocorre durante o evento de aquecimento, no Eoceno Médio, quando os *Discoasteres* e *Z. bijugatus* (amostras 663,070m a 629,970m) também são abundantes.

Rhomboaster spp.

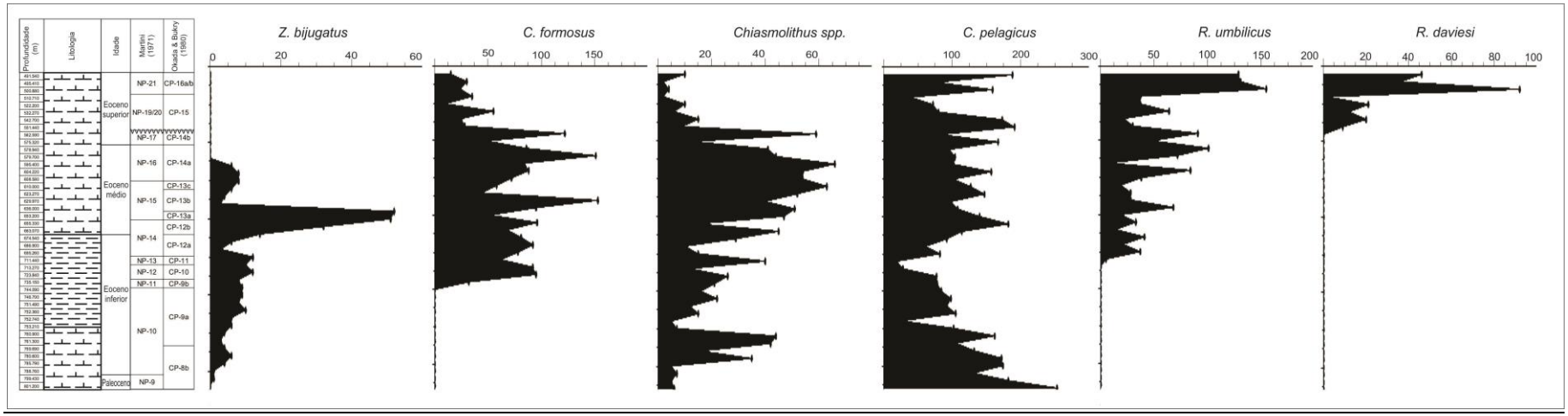
Rhomboaster spp. é reconhecido como um dos principais indicadores fósseis (proxies) durante o MTPE, na literatura (Aubry, 2001; Raffi *et al.*, 2005; Hollis *et al.*, 2005; Mutterlose *et al*., 2007) ele marca o início do MTPE (Vide Capítulo 4, tópico 6). Neste site, ele foi registrado (P.O.) na amostra 788,760 m. Foram descritos o *Rhomboaster cuspis* e *Rhomboaster* sp. e seus registros são bastante restritos ao Ypresiano.

Figura 41 - Gráfico Abundância X Riqueza Específica. Mostra a resposta dos nanofósseis calcários durante o intervalo estudado no *Site* 929E



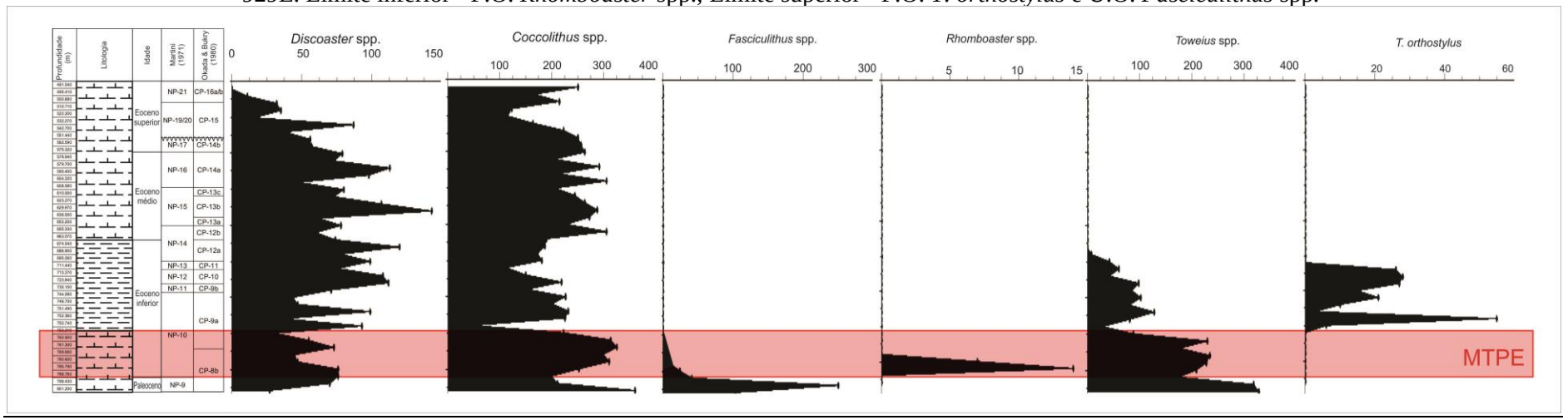
Fonte: O autor, 2020.

Figura 42 - Razões dos principais taxa de nanofósseis na transição Paleoceno/Eoceno e abundância em 30 campos de visão.



Fonte: O autor, 2020.

Figura 43 - Gráfico de abundância das principais associações de nanofósseis que limitam o intervalo referente ao Máximo Termal Paleoceno - Eoceno, no *Site* 929E. Limite inferior - P.O. *Rhomboaster* spp.; Limite superior - P.O. *T. orthostylus* e U.O. *Fasciculithus* spp.



Fonte: O autor, 2020.

7.7.2 Interpretação da curva isotópica

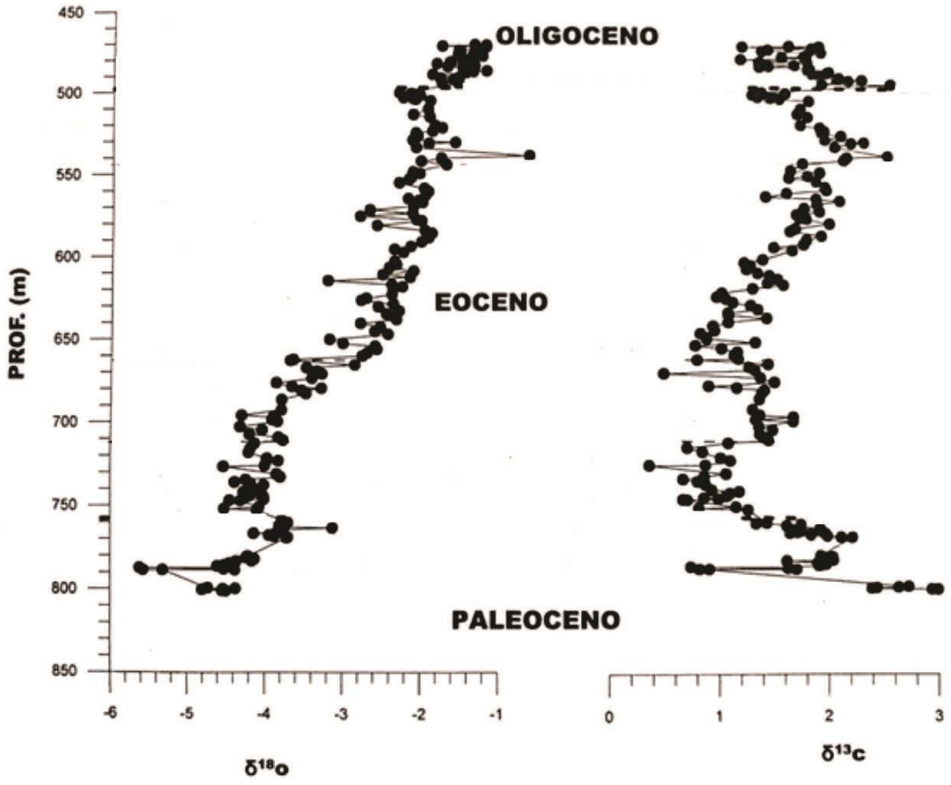
De acordo com os resultados obtidos do *Site* 929E, através das curvas dos isótopos de Carbono e Oxigênio e a partir da correlação entre elas, pode-se observar alguns intervalos que corroboram com a premissa de que o Paleogeno foi um período de intensas variações climáticas (Figura 44). Além disso, pode-se ainda, interpretar e demarcar os possíveis eventos que ocorreram ao longo do Paleogeno, no Site 929E. Entretanto, para este estudo, apenas o MTPE foi comentado.

A partir da curva isotópica, pode-se observar um intervalo representado por uma anomalia negativa de $\delta^{13}C$, o seu início é reconhecido a partir da amostra 788,760 m. Sendo assim, conclui-se que, refere-se ao início do Máximo Termal Paleoceno-Eoceno. No Eoceno, nota-se uma tendência positiva da curva de carbono, com os valores $\delta^{13}C$ variando aproximadamente de 1‰ para 2‰, sugerindo um redução da temperatura para climas mais amenos, essas características tendem a aumentar gradativamente no sentido do Oligoceno.

Considrando que o Eoceno foi um período quente a temperado e sem a ocorrência de calotas de gelo, os valores da razão $\delta^{18}O$ obtidos indicaram variações positivas, o que significa que, variam entre temperaturas quentes e amenas. Esses valores da razão $\delta^{18}O$, de forma geral, em todo o *site* 929E analisado (Paleoceno ao Oligoceno), tem uma tendência a ficarem positivos (Figura 44), isto é, um indicativo de que as temperaturas estão reduzindo e a partir do Oligoceno, o planeta começa ter os primeiros indícios de gelo.

Ao passo que, no intervalo do MTPE, observa-se valores mais negativos da razão $\delta^{18}O$, que variam 1‰. Os possíveis fatores que justificam esses valores são a ausência de gelo neste intervalo, e ainda, carbonatos precipitados em água morna, incorporam mais O^{16} que O^{18}. Conforme os resultados obtidos, pode-se concluir que esta grandeza contribuiu significativamente para o conhecimento da evolução paleoclimática.

Figura 44 - Curvas isotópicas de Carbono e Oxigênio do Site 929E.



Fonte: O autor, 2020

7.7.3 Identificação do MTPE no *Site* 929E.

De posse de todos os resultados como bioestratigrafia, análises qualitativas e quantitativas e isotópicos ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$), pode-se correlacionar todas as informações adquiridas com o objetivo de enriquecer os resultados bioestratigráficos e as interpretações paleoambientais dos nanofósseis calcários das amostras estudadas.

Para tanto, a figura 45 exemplifica a correlação entre as informação advindas da curva de referência $\delta^{13}C$ (Ogg, 2016) e da curva isotópica $\delta^{13}C$ obtida a partir do *site* 929E. Através deste comparativo, pode-se relacionar o evento MTPE e seus respectivos limites, que são correspondentes em ambas as curvas.

O início do Eoceno, ou seja, a base do Ypresiano está assim correlacionada com a base de intervalo que corresponde ao MTPE, no *site* 929E, representada, pela biozona pela amostra 788,760 m, a qual está relacionada com a P.O. de *Rhomboaster* spp., com o topo do grupo *Fasciculithus richardii*, neste estudo representado pela U.O. *F. schaubii* e com a alta abundância dos *Discoaster* spp., como também é interpretada a partir desta amostra o início

da anomalia negativa (excursão negativa) de $\delta^{13}C$. No site 929E, de 788,760 m para 753,210 m, os valores de isótopos de carbono caem de 1‰ retratando o início da distinta excursão de isótopos de carbono negativos (EIC). Enquanto que o limite superior do MTPE é identificado, a partir da bioestratigrafia, pela última ocorrência do *Fasciculithus* spp. e da primeira ocorrência do *T. orthostylus*, na biozona CP9a (753,210 m), (Figura 46).

Litologicamente, não há sinais visíveis de alterações na sedimentação no início do MTPE, como é conhecido de outros locais, por exemplo, dissolução de carbonatos ou deposição de xisto negro. Entretanto, notou-se uma mudança na litologia no topo do MTPE deste site, na amostra 753,210 m, que migram de calcários para argilitos (sedimentos mais pelíticos) , ambos ricos em nanofósseis calcários.

A análise das espécies e/ou associações de nanofósseis calcários do *site* 929E em um cenário de aquecimento global extremo forneceu algumas respostas dos nanoplânctons. Em muitos aspectos, as assembleias de nanofósseis calcários responderam a parâmetros mais regionais, tais como influxo de nutrientes, paleotemperatura, e/ou paleolatitude. Com base nas análises no site 929E (Figuras 42, 43 e 50), concluímos que:

- Apesar da restrita distribuição bioestratigráfica, foi possível a identificação de alguns dos "taxa de excursão": *Rhomboaster* spp., *Fasciculithus* spp., *D. araneus.*

-. Várias espécies indicativas das condições de água fria, *C. bidens*, e/ou mesotróficas,, *Z. bijugatus*, tiveram uma redução da abundância durante o evento PETM e seguido de um aumento em condições oceanográficas normais;

- *Chiasmolithus* spp. são táxons, aqui interpretados, com maior afinidade a águas de temperaturas frias.

- As espécies de *Toweius* são indicadores de diferentes condições, e a identificação das espécies é fundamental para documentar alteração paleoceanográfica durante o Paleoceno e o Eoceno. *T. eminens* foi abundante durante o frio do Paleoceno tardio, preferindo condições mesotróficas. *T. occultatus* e *T. callosus* foram adaptadas às condições de água quente mais mesotróficas.

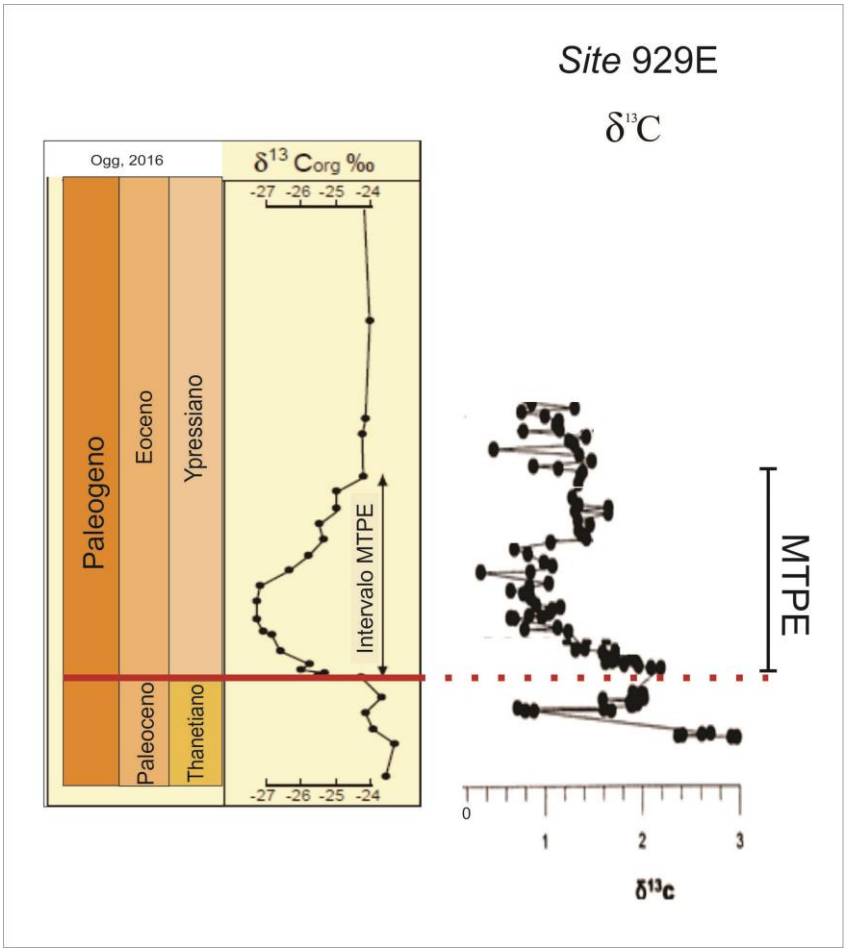
- Abundância de *Discoaster* spp. e *Fasciculithus* spp. implicam que estas espécies são bastante resistentes à dissolução, preferem condições quentes e oligotróficas. Três diferentes espécies de *Fasciculithus* foram reconhecidas - *F. tympaniformis, F. schaubii* e *F. involutus.*

- Mudança no padrão de abundância de *Coccolithus pelagicus*, varia conforme a temperatura, logo, é reconhecido neste trabalho como um indicador de águas quentes e adaptados à ambientes oligotróficos, juntamente com o gênero *Discoaster*.

- Abundancia de *Zygrhablithus bijugatus* aumenta drasticamente após o MTPE

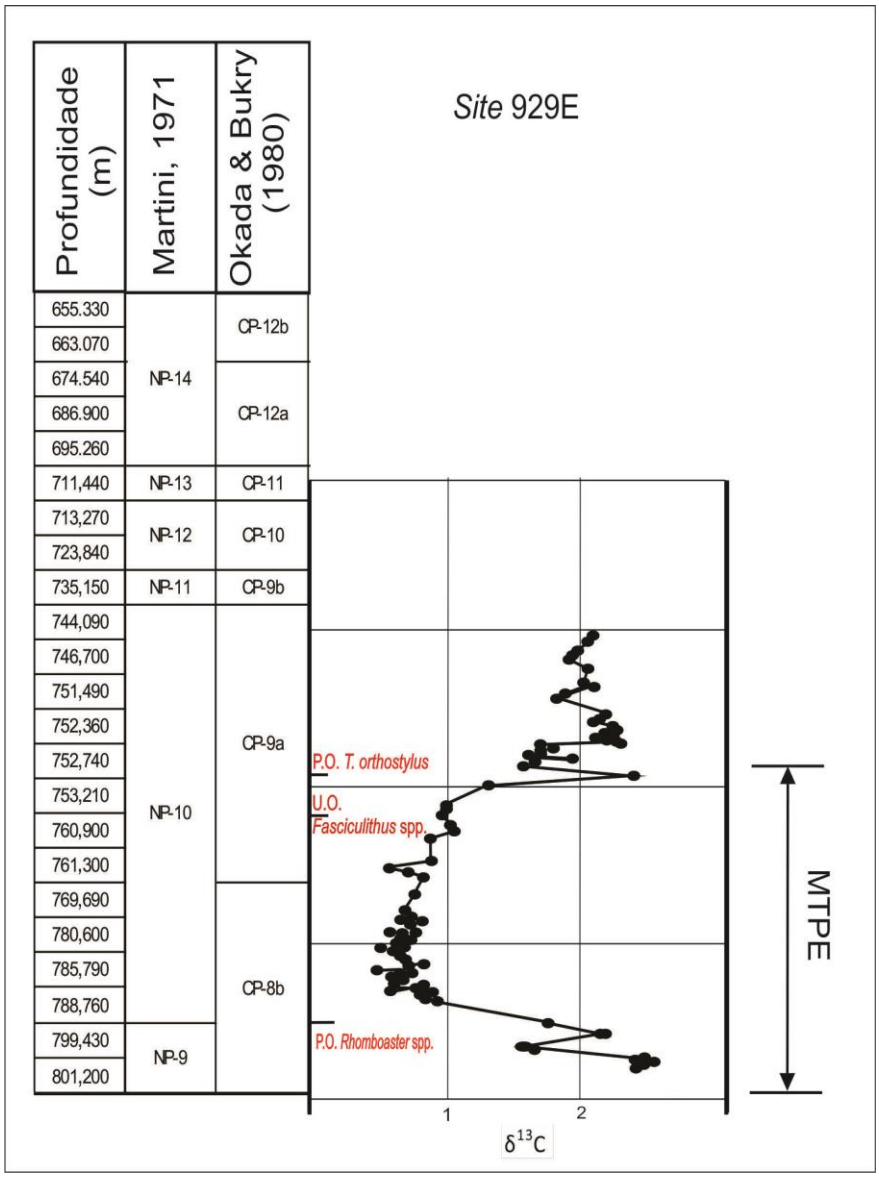
- Espécies oportunistas como *Thoracosphaera* sp., *N. junctus* e *B. supremus* foram observados em ambientes de alta produtividade, apenas diminuem conforme os níveis de nutrientes diminuíam.

Figura 45 - Curva Padrão excursão isotópica de carbono associada ao MTPE, seguido da curva isotópica do carbono para o *site* 929E.



Fonte: Modificado de Ogg, 2016.

Figura 46 - Correlação da curva isotópica de carbono e distribuição bioestratigráfica. Identificação do MTPE no *Site* 929E



Fonte: O autor, 2020.

8 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi realizado um estudo bioestratigráfico, com base em nanofósseis calcários, do Paleogeno, localizados na Elevação Ceará. No *Site* 354, *Leg* 39, (DSDP) foram reconhecidas seis biozonas e um hiato, enquanto que no *Site* 929E *Leg* 154, (ODP), onze biozonas e um hiato foram identificados. A investigação do conteúdo nanofossilífero das amostras resultou na descrição taxonômica de cento e setenta e quatro espécies e propiciou a elaboração de um refinado zoneamento bioestratigráfico para cada poço estudado.

No *Leg* 39, *Site* 354 a identificação das idades Eoceno, Eoceno-Oligoceno e Oligoceno, diagnosticadas pelas biozonas NP20, NP21, NP22, NP23, NP24 e NP25 respectivamente. Foi registrada o aumento da amplitude estratigráfica do *T. milowii* desde o Oligoceno até o Plioceno. Um hiato, datado do Rupeliano médio, foi observado, suprimindo a porção inferior da biozona NP23.

Por meio da correlação entre as curvas de riqueza específica e abundância, foi possível observar e inferir uma tendência inversamente proporcional, onde no Eoceno nota-se uma tendência ao aumento da riqueza específica, concomitante a redução dos valores de abundância; Enquanto no Oligoceno, os valores apresentaram comportamento oposto, sugerindo um possível arrefecimento e eutrofia das águas superficiais no Oligoceno em relação ao Eoceno.

No *Leg* 154, *Site* 929E, foram identificadas as idades Paleoceno final, Eoceno inicial, Eoceno médio e Eoceno final, identificados a partir das biozonas NP9, NP10, NP11, NP12, NP13, NP14, NP15, NP16, NP17, NP19/20, NP21. Ainda foi detectado um possível hiato, suprimindo a biozona NP18, na base do Priaboniano, no Eoceno final.

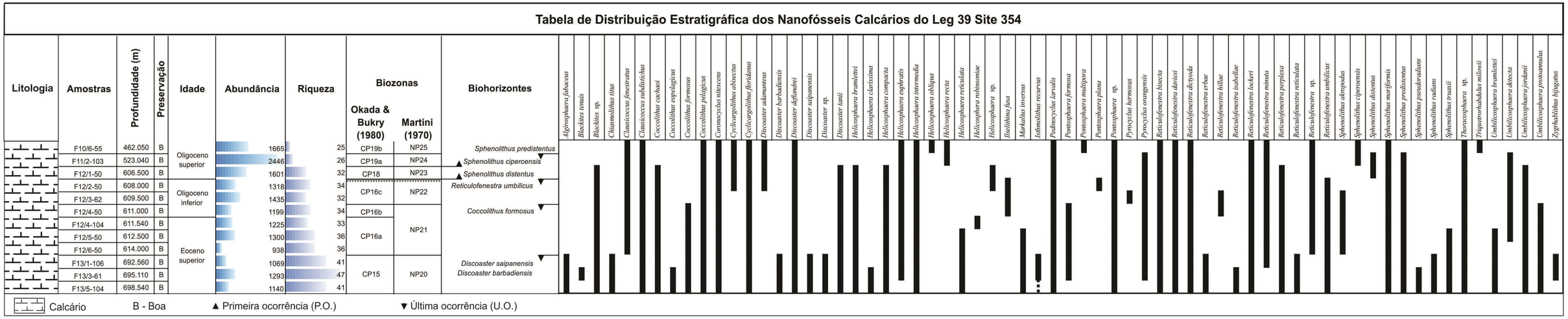
De acordo com a amostragem do *Site* 929E, pôde-se construir duas curvas referentes as razões isotópicas de Carbono e Oxigênio ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$) reconhecer a excursão negativa do carbono, correlacioná-las com os dados bioestratigráficos e determinar os limites do evento Máximo Termal Paleoceno- Eoceno (MTPE). Assim, além das interpretações paleoclimáticas, os resultados isotópicos contribuíram para corroborar com a análise bioestratigráfica dos nanofósseis encontrados no Paleogeno.

Logo, conclui-se que, o início do MTPE é representado, pela P.O. de *Rhomboaster* spp., U.O. *F. schaubii*, como também é reconhecido a partir do início da anomalia negativa (excursão negativa) de $\delta^{13}C$, o intervalo que corresponde ao MTPE é caracterizado pela alta abundância dos *Discoaster* spp., enquanto que o término do evento hipertermal é

identificado, pela U.O. do *Fasciculithus* spp. e P.O. do *T. orthostylus*, cocomitante ao término da anomalia negativa de $\delta^{13}C$.

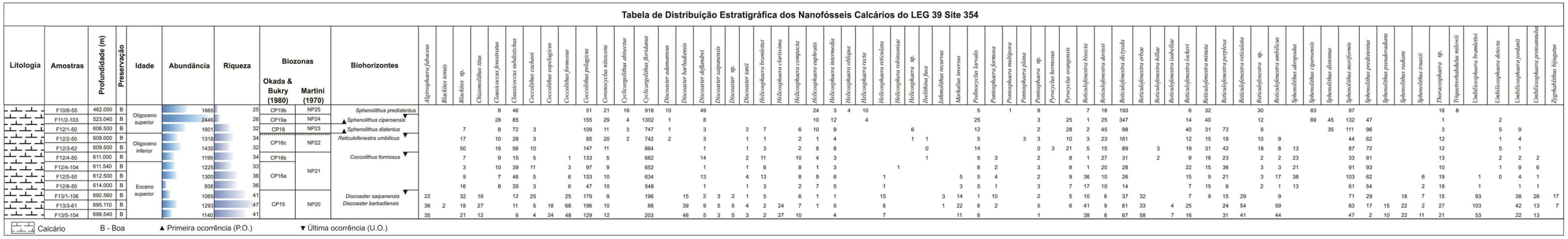
Embora a mudança das condições climáticas globais tenha tido uma influência significativa nas associações de nanofósseis calcários durante o MTPE, também ficou bem estabelecido que controles regionais como o influxo de nutrientes, salinidade, paleotemperatura e paleolatitude também influenciam na biota. Dessa forma, os parâmetros locais foram bem definidos, permitindo-nos prever a resposta da associação com base na configuração do ambiente.

Figura 47 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários *Site* 354



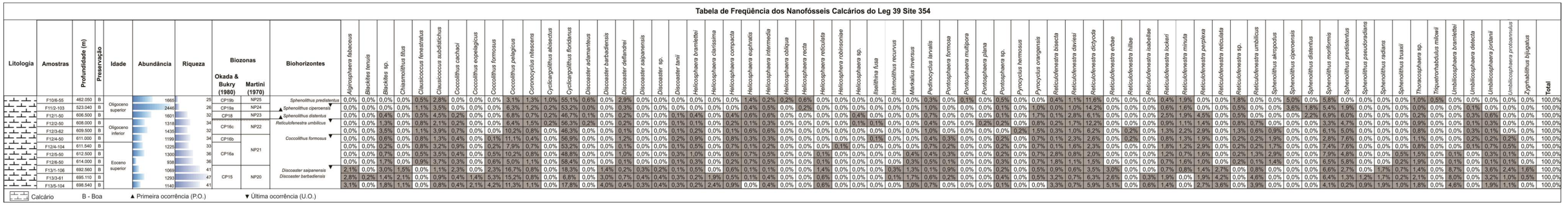
Fonte: O autor, 2020.

Figura 48 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários *Site* 354 - Contagem 30 campos de visão.



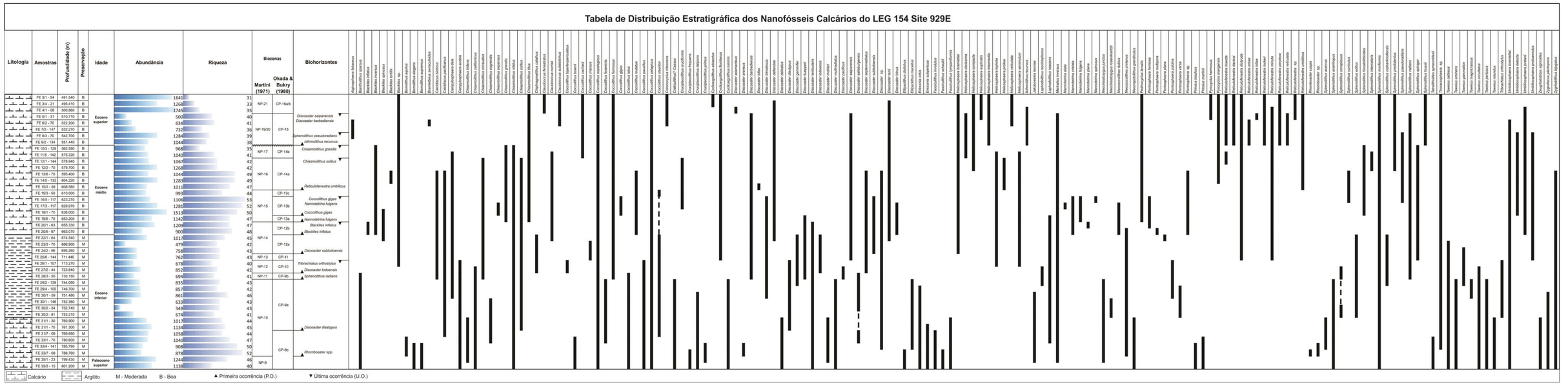
Fonte: O autor, 2020.

Figura 49 - Tabela de frenquência dos nanofósseis calcários do Site 354



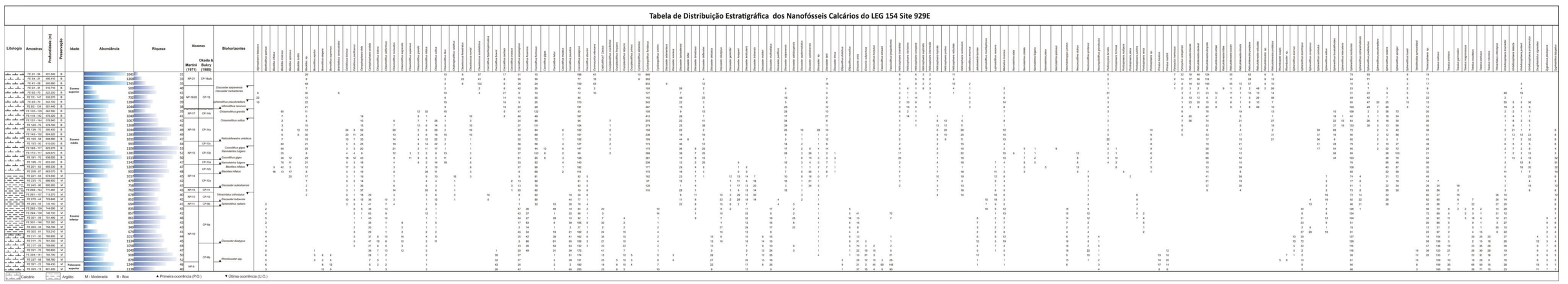
Fonte: O autor, 2020.

Figura 50 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários - *Site* 929E



Fonte: O autor, 2020.

Figura 51 - Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários *Site* 929E - Contagem 30 campos de visão.



Fonte: O autor, 2020.

Figura 52 - Tabela de frequência dos nanofósseis calcários do site 929E

Fonte: O autor, 2020.

REFERÊNCIAS

AGNINI, C.; MUTTONI, G.; KENT, D.V.; RIO, D. 2006. Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: the calcareous nannofossil response to climate variability. **Earth and Planetary Science Letters**, 241, 815–830. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.005.

AGNINI, C.; MACRÌ, P.; BACKMAN, J.; BRINKHUIS, H.; FORNACIARI, E.; GIUSBERTI, L.; LUCIANI, V.; RIO, D.; SLUIJS, A.; SPERANZA, F. 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at 52.5 Ma in the Southern Alps: Chronology and biotic response, **Paleoceanography**, 24.

AGNINI, C.; FORNACIARI, E.; RAFFI, I.; CATANZARATI, R.; PÄLIKE, H.; BACKMAN, J.; Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. **Newsletters on Stratigraphy**, Vol.47/2, 131 – 181.

AGNINI, C.; SPOFFORTH, D. J. A.; DICKENS, G. R.; RIO, D.; PÄLIKE, H.; BACKMAN, J.; GIOVANNI MUTTONI, G.; DALLANAVE, E. 2016. Stable isotope and calcareous nannofossil assemblage record of the late Paleocene and early Eocene (Cicogna section). **Climate of Past**, 12, 883–909.

ALVES, C. F.; WANDERLEY, M. D. 2003. Utilização de nanofósseis calcários na indústria do petróleo. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO EM PETRÓLEO E GÁS, 2., 2003, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: UFRJ,. p. 1-6.

ALVES, C.F.; WANDERLEY, M.D. 2005. Fronteiras Exploratórias da Micropaleontologia (Nanofósseis Calcários) na Indústria do Petróleo. CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3, Rio de Janeiro.

ALVES, C.F. 2007. **Cretáceo-Paleogeno da Bacia de Dahoney e Atlântico Sul Equatorial: Bioestratigrafia, Paleoecologia e Paleoceanografia dos Nanofósseis Calcários**. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, 348f

ANGORI, E.; BERNAOLA, G.; MONECHI, S. 2007. Calcareous nannofossil assemblages and their response to the Paleocene-Eocene Thermal Maximum event at different latitudes: ODP *Site* 690 and Tethyan sections. *In* Monechi, S., Coccioni, R., and Rampino, M.R., (eds.), Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences, **Geological Society of America Special Paper** 424: 69-85.

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. 2004. Em busca da bioestratigrafia de alta resolução: a performance do zoneamento de nanofósseis calcários da Petrobras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 421-427.

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. 2007. Nanofósseis calcários do Quaternário da margem continental brasileira. **Ciência técnica petróleo: Seção: exploração de Petróleo**. Petrobras. Cenpes (Centro de Pesquisa).76p.

AUBRY, M. P. 1989. **Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, book 3, Ortholithae (Pentaliths and OtherAubry (1990), Other), Heliolithae (Fasciculiths, Sphenoliths and Others)**. American Museum of Natural History, Micropaleontology Press, New York, 279 p.

AUBRY, M. P. 1990. **Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton: Book 4.Heliolithae (Helicoliths, Cribriliths, Lopadoliths and Others)** New York. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History. 381p.

AUBRY, M.P. 1992. Late Paleocene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration. *In*: Prothero, N., Berggren, W.A. (Eds.), Eocene–Oligocene Climatic and Biotic Evolution. **Columbia University Press**, New York, pp. 272–309.

AUBRY, M.P. 1999. Late Paleocene – early Eocene sedimentary history in western Cuba: implications for the LPTM and for regional tectonic history. **Micropaleontology** 45, 5–18.

AUBRY, M.P. 2001. Provincialism in the photic zone during the LPTM. *In*: Ash, A.M.,Wing, S.L. (Eds.), **Climate and Biota of the Early Paleogene**. International meeting, p. 6 Wyoming, USA.

AUBRY, M. P.; OUDA, K.; DUPUIS, C.; BERGGREN, W.A.; VAN COUVERING, J.A. 2007. The Members of the Working Group on the Paleocene/Eocene Boundary - The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). **Episodes** 30: 271–286.

AZEVEDO, R. P. de. 1991. **Tectonic Evolution of Braziliam Equatorial Continental Margin Basins**. London: University of London, 535p.

BACKMAN, J.; RAFFI, I.; RIO, D.; FORNACIARI, E.; PÄLIKE, H. 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. **Newsletters on Stratigraphy** 45, 221–244.

BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; SWISHER, C.C., AUBRY, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, *In* Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P, & Hardenbol, J, eds., Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology). **Special Publication** .n.54, p.129-212.

BERGGREN, W.A.; OUDA, K. 2003. Upper Paleocene-lower Eocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Dababiya section, Upper Nile Valley (Egypt). **Micropaleontology**, v.49 (supplt. 1), p.61-92.

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. RJ: Petrobras/Cenpes/Divex/Sebipe. **Relatório Interno**, Cenpes 789.

BLAJ, T.; BACKMAN, J.; RAFFI, I. 2009. Late Eocene to Oligocene preservation history and biochronology of calcareous nannofossils from paleo-equatorlal Pacific Ocean sediments. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia** 115, 67–85.

BOHATY, S.; Zachos, J.C. 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. **Geology**, 31:1017-1020. doi: 10.1130/G19800.1

BOHATY, S. M.; ZACHOS, J. C.; FLORINDO, F.; DELANEY, M.L. 2009. Coupled greenhouse warming and deep–sea acidification in the Middle Eocene. **Paleoceanography**, 24: 16pp.

BOWN, P.R.; BURNETT, J.A.; GALLAGHER, L.T. 1989. Calcareous nannoplankton evolution. In: Proto-Decima, F., Monechi, S.; Rio,D. (eds.) Proceedings Of The INTERNATIONAL NANNOPLANKTON ASSOCIATION CONFERENCE, , Firenze, 1992. p.1-18.

BOWN, P. R.; YOUNG, J. R. 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. **Journal of Nannoplankton Research**, 19: 21-36.

BOWN, P. R.; YOUNG, J. R. 1998. Introduction. Em: Bown P.R. ed. 1998. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. London: **British Micropalaeontology Society**. Series.

BOWN P.R.; YOUNG J.R. 1998 *In* BOWN P.R. (ed.) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy: **Techniques British Micropalaeontology Society** Series. Chapman & Hall.. p.16-28.

BOWN, P. R., 1998. Bown. P. R. (ed). **Calcareous nannofossil biostratigraphy**. Cambridge, 316p.

BOWN, P.R.; LEES, J.A.; YOUNG, J.R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Thierstein, H., Young, J.R. (Eds.), **Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact**. Springer, New York, NY, pp. 481–508.

BOWN, P. R. 2005. Palaeogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania (Tanzania Drilling Project *Sites* 1 to 10, 2003-4). **Journal of Nannoplankton Research** 27, 21–95.

BOWN, P.R.; DUNKLEY-JONES, T. 2006. New Palaeogene calcareous nannofossil taxa from coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project *Sites* 11 to 14. **Journal of Nannoplankton Research**, 28: 17-34.

BOWN, P.; PEARSON, P. 2009. Calcareous plankton evolution and the Paleocene/Eocene thermal maximum event: new evidence from Tanzania. **Marine Micropaleontology**, 71, 60–70.

BOWN, P.R. 2016. Paleocene calcareous nannofossils from Tanzania (TDP *Sites* U19, U27 and U38). **Journal of Nannoplankton Research**, 36: 1–32.

BOWN, P.; NEWSAM, J. 2017 Calcareous nannofossils from the Eocene North Atlantic Ocean (IODP Expedition 342 *Sites* U1403–1411) **Journal of Nannoplankton Research**, 37: 25–60.

BRAARUD T.; NORDLI E. 1952. Coccoliths of Coccolithus huxleyi seen in na electrom microscope. **Nature**, v.170, p.361-362.

BRALOWER, T.J.; ZACHOS, J.C.; THOMAS, E.; PARROW, M.; PAULL, C.K.; KELLY, D.C.; PREMOLI SILVA, I.; SLITER, W.V.; LOHMANN, K.C. 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at ODP *Site* 865 Allison Guyot. **Paleoceanography**, v.10, p.841-865.

BRALOWER, T.J. 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program *Site* 690 Maud Rise, Weddell Sea. **Paleoceanography**, v.17, p.1-13.

BRAMLETTE, M. N.; RIEDEL. W. R. 1954. Stratigraphic value of *Discoasteres* and some other microfosils related to recent coccolithophores. **Journal of Paleontology**, Tulsa, v. 28, nº 4, p. 385-403.

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**(3): 93–132.

BRAND, L. E. 1994. Physiological ecologv of marine coccolithophores. Em: Winter, A.; Siesser, *W.* (eds) Coccolithophores. Cambridge. **Cambridge University Press**, p 39-51.

BUITENHUIS, E. T.; DE BAAR, H. J. W.; VELDHUIS, M. J. W. 1999. Photosynthesis and calcification by *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) as a function of inorganic carbon species. ***J. Phycol***. 35, 949–959

BUKRY, D. 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. In: Edgar, N.T., Saunders, J. B., *et al*., Initial Reports DSDP 15, Washington **U. S. Govt. Printing Office**, 685–703. doi:10.2973/dsdp.proc.15.116.1973

BUKRY, D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project *Leg* 32. In: Larson, R.L., Moberly, R., *et al*., Initial Reports DSDP 32, Washington **U. S. Govt. Printing Office**, 677–701. doi:10.2973/dsdp.proc.32.124.1975

BURNETT, J. A. 1998. New taxa and new combinations of Cretaceous nannofossils, and a note on the origin of *Petrarhabdus* (Deflandre) Wind & Wise. **Journal of Nannoplankton Research**, 19: 133-146.

BYBELL, L. M.; SELF TRAIL, J. M. 1995. 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, 36 pp.

BYBELL, L. M.; SELF-TRAIL, J. M. 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. 36p. 38 plates. 1994.

CACHAO, M.; MOITA, M.T. 2000. *Coccolithus pelagicus*, a prductivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. **Marine Micropaleontology**, 39: 131-155

CASTRO JR., A.C.M., 1994. Aspectos estruturais das bacias de Barreirinhas e do Ceará. II SINTEX, pp.278-281.

CASTRO, A.S., 1992. **Arcabouço estrutural e evolução tectônica da sub-bacia de Icaraí, Bacia do Ceará**. Dissertação de mestrado, UFOP, 107 pp.

COSTA, S. O. 1992. **Caracterização rnorfoestrutural ao microscópio óptico dos nanofósseis calcários do intervalo Paleoceno *I* Eoceno médio da bacia do Espírito Santo**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Dissertação de Mestrado, 2v.

COVINGTON, J.M. 1985. New morphologic information on Cretaceous nannofossils from the Niobrara Formation (Upper Cretaceous) of Kansas. **Geology**, v.13, p.683-686.

CRAMER, B.; AUBRY, M.P.; MILLER, K.; OLSSON, R.K.; WRIGHT, J.D.; KENT, D.V. 1999. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174AX. **Bulletin de la Société Géologiquem de France**, n.170, p.883-897.

CRAMER, B. S.; MILLER, K. G.; WRIGHT, J. D.; AUBRY, M.P.; OLSSON, R. K. 2000. Neritic records of the late Paleocene thermal maximum from New Jersey. **Geologiska Föreningens Förhandlingar** 122, 38–39.

CROUCH, E.M.; HEILMANN-CLAUSEN, C.; BRINKHUIS, H.; MORGANS, H.E.G.; ROGERS, K.M.; EGGER, H.; SCHMITZ, B. 2001. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. **Geology**, v.29, p.315-318.

CROUCH, E.M.; DICKENS, G.R.; BRINKHUIS, H.; AUBRY, M.P.; HOLLIS, C.J.; ROGERS, K.M.; VISSCHER, H. 2003. The Apectodinium acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum; new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.194, p.387-403.

CURRY, W. B.; SHACKLETON, N. J.; RICHTER, C. 1995. Proceedings ODP, **Initial Reports**, 154: Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1–1111. doi:10.2973/odp. proc.ir.154.1995

DECONTO, R. M.; GALEOTTI, S.; PAGANI, M.; TRACY, D.; SCHAEFER, K.; ZHANG, T.; POLLARD, D.; BEERLING, D. J. 2012. Past extreme warming events

linked to massive carbon release from thawing permafrost, **Nature**, 484, 87–91, doi:10.1038/nature10929.

DICKENS, G.R.; O'NEIL, J.R.; REA, D.K.; OWEN, R.M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. **Paleoceanography**, v.10, p.965-971. 1995.

DICKENS, G.R.; CASTILLO, M.M.; WALKER, J.G.C. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. **Geology**, v.25, p.259-262.

DUNKLEY JONES, T.; BOWN, P. R.; PEARSON, P. N.; WADE, B. S.; COXALL, H. K.; LEAR, C. H. 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene–Oligocene transition of Tanzania and their implications for low–latitude primary production. **Paleoceanography**, 23: PA4204, 14pp. doi:10.1029/2008PA001640

DUNKLEY JONES, T.; BOWN, P.R.; PEARSON, P.N. 2009. Exceptionally well preserved upper Eocene to lower Oligocene calcareous nannofossils from the Pande Formation (Kilwa Group), Tanzania. **Journal of Systematic Palaeontology**, **7**: 359–411.

DUNKLEY JONES, T.; 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 aleocene–Eocene thermal maximum. **Earth Science Revue**. 125, 123–145.

ERBA, E.; CASTRADORI, O.; GUASTI, G.; RIPEPE, M. 1992. Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). **Palaeogeography, Palaeoclimatography, Palaeoecology** 93: 47-69.

FARINACCI, A. **Catalogue Of Calcareous Nannofossil**. Roma, Instituto di Geologia e Paleontologia, Università di Roma. Tcnoscienza, 1969a. v.1.

FARINACCI, A. **Catalogue Of Calcareous Nannofossil**. Roma, Instituto di Geologia e Paleontologia, Università di Roma. Tcnoscienza, 1969b. v.2.

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.; VIVIERS, M.C.; GALM, P.C. 2006. Apectodinium acme in the Paleocene-Eocene transition of the Sergipe basin. In: Climate & biota of the Early Paleogene. INTERNATIONAL MEETING AND FIELD TRIPS. Abstracts, Bilbao, ISPS, p. 42.

FIORONI, C.; VILLA, G.; PERSICO, D.; WISE, S.W.; PEA, L. 2012. Revised middle Eocene–upper Oligocene calcareous nannofossil biozonation for the Southern Ocean. **Revue Micropaléontologie** 55, 53–70. doi:10.1016/j.rev mic.2012.03.001

FORNACIARI, E.; AGNINI, C.; CATANZARITI, R.; RIO, D.; BOLLA, E. M.; VALVASONI, E. 2010. Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy,

biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition. **Stratigraphy 7**, 229–264.

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.

FRIEDRICH, O.; NORRIS, R.D.; ERBACHER, J. 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans - A 55 m.y. record of Earth"s temperature and carbon cycle. **Geology** 40, 107 - 110.

GALEOTTI, S.; ANGORI, E.; COCCIONI, R.; FERRARI, G.; CALBRUN, B.; MONECHI, S.; PREMOLI SILVA, I.; SPEIJER, R.; TURI, B. 2000. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary in the Contessa road section, Gubbio (Central Italy). **Bulletin Society of Geology**. 171 (3), 355–365.

GARTNER, S.; BUKRY, D. 1969. Tertiary hotococcoliths. **Journal of Paleontology** 43:1213-1221.

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

GIBBS, S.J.; SHACKLETON, N.J.; YOUNG, J.R., 2004. Identification of dissolution pattern in nannofossil assemblages: A high resolution comparison of synchronous records from Ceara Rise, ODP Leg 154. **Paleoceanography**.

GIBBS, S.J.; BRALOWER, T.J.; BOWN, P.R.; ZACHOS, J.C.; BYBELL, L.M. 2006. Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for global productivity gradients. **Geology**, 4: 233-236.

GIBBS, S.J.; BOWN, P.R.; RIDGWELL, A.; YOUNG, J.R.; POULTON, A.J.; O'DEA, S.A., 2016. Ocean warming, not acidification, controlled coccolithophore response during past greenhouse climate change. **Geology** 44 (1), 59–62.

GÓMEZ, V. M. G.; LINNERT C.; PODLAHA, O. G.; MUTTERLOSE, J. 2016. Response of calcareous nannofossils to the Paleocene-Eocene thermal maximum from a shelf section in Jordan. **Marine Micropaleontology** 127 (2016) 11–25.

GORINI, M.A. A margem equatorial brasileira: uma visão geotectônica. In:Congresso internacional da sociedade brasileira de geofísica, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro: SBGf, 1993. v. 2, p. 1355-1357.

GRADSTEIN F.M.; OGG, J.G.; SMITH, A.G.; BLEEKER W.; LOURENS L. 2004. A new geologic Time Scale, with special reference to Precambbriam and Neogene. **Episodes**, 27 (2):83 – 100.

HAQ, B.U.; LOHMANN, G.P. 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. **Marine. Micropaleontology**., v.1, n.2, p.119- 197.

HAY, W.W.; MOHLER, H.P. 1967. Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Eocene correlations. **Journal of Paleontology,** v.41, n.6, p.1505-1541.

HAY, W. W. 1977. Calcareous nannofossils. *In*: A.T.S. RAMSAY (ed.) **Oceanic Micropaleontology**, v. 2, London. Academic Press. P. 1055-1200.

HONJO, S. 1976. Coccoliths: Production, transportation and sedimentation. **Marine Micropaleontology**, 1: 65-79.

HEIRTZLER, J. R.; DICKSON, G. O.; HERRON, E. M.; PITMAN, W. C.; LE PICHON, X. 1968.Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and ContinentsJ. **Geophysics Research**, Vol. 73, No. 6, pp. 2119–2136.

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

HOEFS J. 2004. Stable Isotope in Geochemistry. **Springer- Verlag. Germany**. 5 ed. 244 p.

HOLLIS, C.J.; DICKENS, G.R.; FIELD, B.D.; JONES, C.M.; STRONG, C.P. 2005, The Paleocene-Eocene transition at Mead Stream, New Zealand: A southern Pacific record of early Cenozoic global change. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.215, p.313-343.

HOLLIS, C.J.; TAYLOR, K.W.R.; HANDLEY, L.; PANCOST, R.D.; HUBER, M.; CREECH, J.B.; HINES, B.R.; CROUCH, E.M.; MORGANS, H.E.G.; CRAMPTON, J.S.; GIBBS, S.; PEARSON, P.N.; ZACHOS, J.C. 2012. Early Paleogene temperature history of the Southwest Pacific Ocean: Reconciling proxies and models. **Earth and Planetary Science Letters** 349–350: 53–66.

HOLMES, M.A.; WATKINS, D.K.; NORRIS, R.D., 2004. Paleocene cyclic sedimentation in the Western North Atlantic, ODP Site 1051, Blake Nose. **Marine Geology**, 209: 31-43.

HONJO, S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. **Marine Micropaleontology**, v.1, n.1, p.65-79.

HOUGHTON, S. D. 1991. Calcareous Nannofossils. *In*: RIDING R. (ed.). Calcareous Algae and Stromatolites. **Berlin. Springer-Verlag.** 571 p.

http://ina.tmsoc.org - Acesso 14/10/2019

https://maps.ngdc.noaa.gov - Acesso:23/05/2019

http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02BRPortuguese.pdf - Acesso em 12/02/2019.

JIANG, S.; WISE Jr.; S.W. 2006. Surface-water chemistry and fertility variations in the tropical Atlantic across the Paleocene/Eocene Thermal Maximum as evidenced by

calcareous nannoplankton from ODP Leg 207, Hole 1259B. **Revue de Micropaleontologie** 49, 227–244.

JIANG, S.; WISE Jr., S.W., 2007. Abrupt turnover in calcareous-nannoplankton assemblages across the Paleocene/Eocene thermal maximum; implications for surface-water oligotrophy over the Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean. Open-File Report - U. S. Geological Survey, Report: OF2007-1047, **Short Research Paper** 024, 2007, United States (USA), pp. 127–158.

JIANG, S.; WISE Jr.; S.W. 2009. Distinguishing the influence of diagenesis on the paleoecological reconstruction of nannoplankton across the Paleocene/Eocene Thermal Maximum: An example from the Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. **Marine Micropaleontology,** 72: 49–59.

KAHN, A.; AUBRY, M.P. 2004. Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: temporal constraint. **Marine Micropaleontology** 52, 117–131. doi:10. 1016/j.marmicro.2004.04.003

KALB, A.L.; BRALOWER, T.J. 2012. Nannoplankton origination events and environmental changes in the late Paleocene and early Eocene. **Marine Micropaleontology** 92–93, 1–15.

KATZ, M.E.; PAK, D.K.; DICKENS, G.R.; MILLER, K.G. 1999. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. **Science**, v.286,p.1531-1533..

KELLY, D.C.; BRALOWER, T.J.; ZACHOS, J.C.; PREMOLI SILVA, I.; THOMAS, E. 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP *Site* 865) during the late Paleocene thermal maximum. **Geology**, v.24, p.423-426.

KELLY, D.C.; BRALOWER, T.J.; ZACHOS, J.C. 1998. Evolutionary consequences of the latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.141, p.139-161.

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.

KUMAR, N.; EMBLEY, R.W., 1977. Evolution and origin of Ceará Rise: An aseismic rise in the western equatorial Atlantic: **Geol. Soc. Am. Bull**.

KUMAR, N. L. 1979. Sediments isopachs continental margin of Brazil. L.-D. G. Observatory. **The American Association of Petroleum Geologist**.

LOURENS, L.J.; SLUIJS, A.; KROON, D.; ZACHOS, J.C.; THOMAS, E.; ROHL, U.; BOWLES, J.; RAFFI, I. 2005. Astronom-ical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. **Nature**, 435: 5pp.

LYLE, M. W. A.; BACKMAN, J.; TRIPATI, A. 2005. .in Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results Vol. 199 (eds P.A. Wilson, M. W. Lyle, & J.V. Firth) 1-35 **Ocean Drilling Program.**

MARTINELLI L.A.; OMETTO J.P.; FERRAZ E.S.; VICTORIA R.L.; CAMARGO P.B.; MOREIRA M.Z. 2009. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis.** São Paulo: Oficina de Textos. 144 p.

MARTINI, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), Proceedings 2ND INTERNATIONAL CONFERENCE PLANKTONIC MICROFOSSILS ROMA: ROME (Ed. Tecnosci.) 2, 739–785.

MASLIN M.A.; SWANN G.E.A. 2006. Isotopes in Marine Sediments. *In*: **Isotopes in Palaeoenvironmental Research**. Ed. Springer. p. 227-290.

MATOS, R. M. D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. Atlantic Rifits and Continetal Margins. M. Mohriak. W. U. and Talwani. **American Geophysical Union**, v. 115, p. 331-354.

McINTYRE, A.; BÉ, A.W.H. 1967. Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean - I. **Placoliths and Cyrtoliths. Deep-Sea Research**, v.14, p.561-597.

MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I.S.; KOUTSOUKOS, E.A.M. 2000. Crustal architecture, sedimentation, and petroleum system sin the Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil. In: Mello, M.R.,Katz, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins, AAPGMEMOIR 73:273-300.

MOHRIAK, W. U. 2003. Transform zones in the South Atlantic rifted continental margins. Intraplate Strike-Slip Deformation Belts. *In*: Storti, F.; Holdsworth, R. E.; Salvini, F. **Geological Society**, London, v. 210, p. 211-228.

MONECHI, S.; ANGORI, E.; VON SALIS, K. 2000. Calcareous nannofossil turnover around the Paleocene/Eocene transition at Alamedilla (southern Spain). BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE., v.171, p.477-489.

MUTTERLOSE, J.; LINNERT, C.; NORRIS, R. 2007. Calcareous nannofossils from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum of the equatorial Atlantic (ODP *Site* 1260B): Evidence for tropical warming. **Marine Micropaleontology**, 65: 13-31.

NANNOTAX3 - Young, J.R., Bown P.R. & Lees J.A. (Eds). *Nannotax3 webSite*. International Nannoplankton Association. May 2014. URL: http://www.mikrotax.org/Nannotax3/. Acesso em: 20/08/2019.

NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). 2005. North American Stratigraphic Code. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 89(11): 1547-1591.

NÓBREGA, M. 2011. **Mapeamento de estruturas do embasamento e seus limites crustais no Atlântico Equatorial, adjacente à margem brasileira**. 114 f. Dissertação Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro.

NORRIS, R.D.; RÖHL, U. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. **Nature**, v.401, p.775-777. 1999.

OGG, J. & SMITH, A. 2004. The geomagnetic polarity time scale, *in*: The Geologic Time Scale 2012, edited by: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., and Schmitz, M. D., Amsterdam, the Netherlands, Elsevier, 63–86.

OGG, J.G.; OGG, G.; GRADSTEIN, F.M. 2016. **A concise geologic time scale**. Amsterdam, the Netherlands, Elsevier. p. 187-202.

OKADA, H.; BUKRY, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973; 1975). **Marine Micropaleontology**, *5*: 321-325.

OKADA, H.; HONJO, S. 1973. The distribution of coccolithophorids in the North and West Pacific. **Deep-Sea Research**, v. 20, nº 3, p. 355-374.

OKADA, H.; McINTYRE, A., 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. **Marine Biology**. 54, 319–328.

OKADA, H.; THIERSTEIN, H. R. 1979. Calcareous nannoplankton *Leg* 43 Deep Sea Drilling Project. In: Tucholke, B.E., Vogt, P. R. **Initial Reports** DSDP 80: Washington U.S. Govt. Printing Office 43, 507–543. doi:10.2973/dsdp.proc.43.117.1979

OLIVEIRA, L.C.V.. 1997. **Arcabouço do Albo-Maastrichtiano da Bacia de Campos: um estudo com base em nanofósseis calcários e suas correlações com marcos elétricos e a estratigrafia química**. 1997. 180p. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Pós-graduação em Geociências

OLIVEIRA, L. C. V.; COSTA, S. O. 1997. Proposal of new biostratigraphic units based on calcareous nannofossils for the Maastrichtian of the Santos Basin (Brazil). **Anais Academia Brasileira de Ciências**, 69(1):37-58.

PAASCHE, E. 1962. Coccolith formation. **Nature** 193: 1094-1095.

PÄLIKE, H.; LYLE, M.W.; NISHI, H.; 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. **Nature** 488, 609–615.

PEA, L. 2011**. Eocene-Oligocene paleoceanography of the subantarctic South Atlantic: Calcareous Nannofossil reconstructions of temperature, nutrient, and dissolution history**. University of Parma, Italy. Ph.D. Thesis, 205p.

PEARSON, P. N.; MCMILLAN, I. K.; WADE, B. S.; DUNKLEY JONES, T.; COXALL, H. K.; BOWN, P. R.; LEAR, C. H. 2008. Extinction and environmental change across the Eocene–Oligocene boundary in Tanzania. **Geology,** 36: 179–182.

PERCH-NIELSEN, K. 1971. Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. Det Kongelige Danske Videnskabernes- Selskabs Skrivter 18, 1–76. Perch-Nielsen, 1985;

PERCH-NIELSEN, K., 1977. Albian to Pleistocene calcareous nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP *Leg* 39. In: Supko, R. R., Perch-Nielsen, K. **Initial Reports** DSDP 39: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 699–823. doi:10.2973/dsdp.proc.39.131.1977

PERCH-NIELSEN, K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *In*: **Plankton Stratigraphy**. Ed.: Bolli, H.M.; Saunders, J.B.; Perch-Nielsen, K. 1985, v.1, p.329-426

PÉREZ PANERA, J.P. 2012. **Nanofósiles calcáreos y bioestratigrafía del Cretácico del Sudeste de la Cuenca Austral, Patagonia, Argentina**. Ameghiniana. Dissertação de Mestrado.

PERSICO, D.; VILLA, G. 2004. Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau/Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. **Marine Micropaleontology** 52, 153–179.

PETERSON, L. C.; BACKMAN, J. 1990. *In* Proc. **Ocean Drill. Prog., Sci. Results** Vol. 115 (eds R. A. Duncan, J. Backman, L. C. Peterson, & others) 467-508 (Ocean Drilling Program,) In: Winter, A. & Siesser, W. (eds.) Coccolithophores, Cambridge University Press. 1994. p.13- 38.

POSTPICHAL, J. J., 1991. Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at the Site 752 Eastern Indian **Ocean. Proc. ODP, Sci. Res**., vol. 121, pp. 395-413.

PROTHERO, D. R.; BERGGREN, W. A. 1992. **Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution**. Princeton University Press. 588 p.

QUADROS, L.P.; GOMIDE, 1972. J. Nanofósseis calcários na plataforma continental do Brasil. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro. 15(4): 339-354.

RAFFI, I.; BACKMAN, J.; PÄLIKE, H. 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblage across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology** 226, 93–126. doi:10.1016/j.palaeo.2005.05.006

RAFFI, I. 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 23, p. 3113-3137,

RAFFI, I.; BACKMAN, J.; ZACHOS, J.C.; SLUIJS, A. 2009. The response of calcareous nannofossil assemblages to the Paleocene Eocene thermal maximum at the Walvis ridge in the South Atlantic. **Marine Micropaleontology** 70, 201–212.

RANPINO, M.R. 2013. Peraluminous igneous rocks as an indicator of thermogenic methane release from thr North Atlantic Volcanic Province at the time of the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM). **Bulletim Volcanology** 75, 1-5.

REA, D.K.; ZACHOS, J.C.; OWNE , R.M.; GINGERICH, P.D. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.79, p.117-128. 1990.

REALE, V.; BALDANZA. A.; MONECHI, S.; MATIOLI E. - 1982. Calcareous nannofossil biostratigraphic events from early - mlddle jurassic sequences of the Umbria Marche area (Central Italy). In: Proto-Decima, F.; Monechi, S. & Rio, D. (eds.). Proceedings of the INTERNATIONAL NANNOPLANKTON ASSOCIATION CONFERENCE, Firenze - Padova.

RODRIGUES, G.B.; FAUTH, G. 2013. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. Unicamp. Campinas. SP. **Terræ Didatica** 9:34-49.

RÖHL, U.; BRALOWER, T.J.; NORRIS, R.D.; WEFER, G. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. **Geology**, v.28, p.927-930. 2000.

ROMEIN, A. J.T. 1979. Lineages in Early Paleogene calcareous nannoplankton. **Utrecht Micropaleontological Bulletin** 22, 231 p.

ROTH, P.H., 1970. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. **Eclogae Geologicae Helvetiae** 63(3): 799–881

ROTH, P. H.; THIERSTEIN, H. R. 1972. calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D. E., Pimm, A. C, et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program**, 14: 41–85. Washington, DC: U. S Governmentr Printing Office.

ROTH, P. H. 1973. Calcareous nannofossils – *Leg* 17, Deep Sea Drilling Project. **Initial Reports of the DSDP**, 17:695-795.

RUDDIMAN, W.F., 2007. **Earth's climate, Past and Future (2nd edition)**. Eds. W. H. Freeman and Company, New York

SCHNEIDERMANN, N. 1973. Deposition of coccoliths in the compensation zone of the Atlantic Ocean. *In*: PROCEEDINGS OF SYMPOSIUM ON CALCAREOUS NANNOFOSSILS, Gulf Coast Section, Houston, USA, p. 140-151.

SCHNEIDERMANN, N. Selective Dissolution of Recent Coccoliths in the Atlantic Ocean. In: A. T. S. RAMSAY (ed.). **Oceanic Micropaleontology**. 1977. p.809-1453.

SCOTESE, C.R. 2014. Atlas of Neogene Paleogeographic Maps (Mollweide Projection). Maps 1-7, Volume 1, The Cenozoic, **PALEOMAP Atlas for ArcGIS**, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

SELF-TRAIL, J.M.; POWARS, D.S.; WATKINS, D.K.; WANDLESS, G.A. 2012. Calcareous nannofossil assemblage changes across the Paleocene–Eocene thermal maximum: evidence from a shelf setting. **Marine Micropaleontology** 92–93, 61–80.

SEZEN, T. 2014. **Oligocene-Lower Miocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy of ODP Leg 154 Hole 929A from the Western Equatorial Atlantic at the Ceara Rise**. Florida State University, United States. Master Thesis, 78p

SHAMROCK, J.L.; WATKINS, D. K. 2012. Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy and community structure from Exmouth Plateau, Eastern Indian Ocean (ODP *Site* 762). **Stratigraphy** 9, 1–54.

SHCHERBININA, E.; GAVRILOV, Y.; IAKOVLEVA, A.; POKROVSKY, B.; GOLOVANOVA, O.; ALEKSANDROVA, G. 2016. Environmental dynamics during the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in the northeastern Peri-Tethys revealed by high-resolution micropalaeontological and geochemical studies of a Caucasian key section. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** (456) p. 60–81.

SHIPBOARD Scientific Party, 1995. Shipboard Scientific Party, 1995. Leg 154 Introduction. *In* Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., **Process. ODP, Initial Reports**., College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-10.

SHIPBOARD Scientific Party, 1995. Site 929. *In* Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., **Proc. ODP, Init. Repts.**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 337–417.

SIESSER, W. 1977. Chemical composition of calcareous nannofossils. **South African Journal of Science**, v.73. p.283-285.

SIESSER, W. G. 1994. Historical background of coccolithophores studies. Em: Winter, A. & Siesser, W. (eds) – **Coccolithophores**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 1-13.

SIESSER, W. G.; WINTER, A. 1994. Composition and morphology of coccolithophores skeletons. *In*: winter, A.; Siesser, W. (eds) – **Coccolithophores**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51- 62.

SISSINGH, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. **Geologie Mijinbouw**, Amsterdam, 56(1): 37-65.

SMITH, W. H. F.; D. T. SANDWELL. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, **Science**, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; MALTHE-SØRENSSEN, A.; JAMTVEIT, B.; MYKLEBUST, R.; RASMUSSEN EIDEM, T.; REY, S.S. 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. **Nature** 429, 542–545.

SZATMARI, P. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, n.2, p. 180-188, jun.

Tappan, H. 1980. **The paleobiology of plant protists**. San Francisco, University of califórnia/W.H.Freeman, p.678-803.

THOMAS, E.; SHACKLETON, N.J. The latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. *In*: Knox, R.O., Corfield, R.M., Dunay, R.E. (Eds.), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. **Geological Society of London Special Publication**, v.101, p.401-441. 1996.

THOMAS, D.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**, v.30, p.1067- 1070.

TOFFANIN, F.; AGNINI, C.; RIO, D.; ACTON, G.; WESTERHOLD, T. 2013. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific). **Micropaleontology** 59, 1–14.

TREMOLADA, F.; BRALOWER, T. J. 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. **Marine Micropaleontology**, v.52, p.107-116.

TRIPATI, A.; BACKMAN, J.; ELDERFIELD, H.; FERRETTI, P. 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. **Nature** vol. 346, Number 7049, pp. 341-346.

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.

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. 1998. Paleogene. In: BOWN, P.R. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy. **British Micropaleontological Society Publications Series**. Chapman & Hall. UK. 1998. p.201-224.

VILLA, G.; FIORONI, C.; PEA, L.; BOHATY, S. M.; PERSICO, D. 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, *Site* 748. **Marine Micropaleontology** 69, 173–192.

VILLA, G.; FIORONI, C.; PERSICO, D.; ROBERTS, A.; FLORINDO, F. 2014. Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity. **Paleoceanography**, vol. 29, pp. 223-227

WALLICH, G. C. 1861. Remarks on some novel phases of organic life, and on the boring powers of minute annelids, at great depths in the sea. **Annals and Magazine of Natural History**, v.8, p.52-58.

WEFER G.; BERGER W.H.; BIJMA J.; FISCHER G. 1999. Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In: Fischer G., Wefer G. (edit.). **Use of proxies in Paleoceanography: Examples from de South Atlantic**. Springer. p. 1-68.

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.

WIND, F.H.; WISE, S.W., 1978. Mesozoic holococcoliths. **Geology**, 6: 140-142.

WING, S.L.; HARRINGTON, G.J. 2001 Floral response to rapid warming in the earliest Eocene and implications for concurrent faunal change. **Paleobiology**, v.27, p.539- 563.

WINTER, A.; SIESSER, W.G. **Coccolithophores**. Cambridge: Cambridge University Press. 1994. 242p.

YOUNG, J. R.; BOWN, P. R. 1997. Higher Classification of calcareous nannofossils. **Journal of Nannoplankton Research**, 19:15-20.

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. 1994. Functions of coccoliths. *In*: Winter, A. & Siesser, W. (eds) **Coccolithophores**. Cambridge. Cambridge University Press, p. 63-82.

ZACHOS, J.C.; LOHMANN, K.C.; WALKER, J.C.G.; WISE Jr., S.W. 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. **Journal of Geology**, v.101, p.191-213.

ZACHOS, J. C.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. **Science** 292, 686–693.

ZACHOS, J.C.; WARA, M.W.; BOHATY, S.; DELANEY, M.L.; PETRIZZO, M.R.; BRILL, A.; BRALOWER, T.J.; PREMOLI SILVA, I. 2003. A transient rise in tropical sea-surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. **Science** 302, 1551–1554.

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.

ZACHOS, J.C.; DICKENS, G.R.; ZEEBE, R.E. 2008. A nearly Cenozoic perspective on greenhouse warning and carbon-cycle dynamics. **Nature**, 451:279-283. doi: 10.1038/nature06588.

ZACHOS, J.C., McCARREN, H., MURPHY, B., RÖHL, U., WESTERHOLD, T., 2010. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: implications for the origin of hyperthermals. **Earth and Planetary Science Letters** 299: 242–249.

ZALÁN, P.V. 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocin sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil. Petrobras, **Série Ciência-TécnicaPetróleo** 17, Rio de Janeiro, Brasil.

ANEXO A - IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

Lista de identificação das amostras analisadas.

Leg	*Site*	H	Core	T	Sc	Top(cm)	Bot(cm)	Depth(mbsf)	Vol.(cc)
39	354	*	10	R	6	55.0	61.0	462.050	5.0
39	354	*	11	R	2	103.0	109.0	523.040	5.0
39	354	*	12	R	1	50.0	51.0	606.500	1.0
39	354	*	12	R	2	50.0	51.0	608.000	1.0
39	354	*	12	R	3	62.0	67.0	608.120	5.0
39	354	*	12	R	4	50.0	51.0	611.000	1.0
39	354	*	12	R	4	104.0	110.0	611.540	5.0
39	354	*	12	R	5	50.0	51.0	612.500	1.0
39	354	*	12	R	6	50.0	51.0	614.000	1.0
39	354	*	13	R	1	106.0	112.0	692.560	5.0
39	354	*	13	R	3	61.0	67.0	695.110	5.0
39	354	*	13	R	5	104.0	111.0	698.540	5.0
154	929	E	3	R	1	54.0	57.0	491.540	5.0
154	929	E	3	R	4	21.0	22.0	495.410	5.0
154	929	E	4	R	1	8.0	10.0	500.880	5.0
154	929	E	5	R	1	31.0	33.0	510.710	5.0
154	929	E	6	R	2	70.0	72.0	522.200	5.0
154	929	E	7	R	2	147.0	149.0	532.270	5.0
154	929	E	8	R	3	70.0	72.0	542.700	5.0
154	929	E	9	R	2	134.0	136.0	551.440	5.0
154	929	E	10	R	3	129.0	131.0	562.590	5.0
154	929	E	11	R	5	142.0	144.0	575.320	5.0
154	929	E	12	R	1	144.0	146.0	578.940	5.0
154	929	E	12	R	2	70.0	72.0	579.700	5.0
154	929	E	13	R	6	70.0	74.0	595.400	5.0
154	929	E	14	R	5	132.0	136.0	604.220	5.0
154	929	E	15	R	2	58.0	60.0	608.580	5.0
154	929	E	15	R	3	50.0	150.0	610.000	5.0
154	929	E	16	R	5	117.0	119.0	623.270	5.0
154	929	E	17	R	3	117.0	119.0	629.970	5.0
154	929	E	18	R	1	70.0	72.0	636.000	5.0
154	929	E	19	R	6	70.0	72.0	653.200	5.0
154	929	E	20	R	1	63.0	65.0	655.330	5.0
154	929	E	20	R	6	87.0	89.0	663.070	5.0
154	929	E	22	R	1	64.0	66.0	674.540	5.0
154	929	E	23	R	3	70.0	72.0	686.900	5.0
154	929	E	24	R	2	96.0	98.0	695.260	5.0
154	929	E	25	R	6	144.0	146.0	711.440	5.0
154	929	E	26	R	1	107.0	111.0	713.270	5.0

154	929	E	27	R	2	44.0	46.0	723.840	5.0
154	929	E	28	R	3	55.0	59.0	735.150	5.0
154	929	E	29	R	2	139.0	141.0	744.090	5.0
154	929	E	29	R	4	100.0	102.0	746.700	5.0
154	929	E	30	R	1	59.0	61.0	751.490	5.0
154	929	E	30	R	1	146.0	148.0	752.360	5.0
154	929	E	30	R	2	34.0	36.0	752.740	5.0
154	929	E	30	R	2	81.0	83.0	753.210	5.0
154	929	E	31	R	1	30.0	32.0	760.900	5.0
154	929	E	31	R	1	70.0	72.0	761.300	5.0
154	929	E	31	R	7	9.0	10.0	769.690	5.0
154	929	E	33	R	1	70.0	73.0	780.600	5.0
154	929	E	33	R	4	141.0	143.0	785.790	5.0
154	929	E	33	R	7	8.0	9.0	788.760	5.0
154	929	E	35	R	1	23.0	25.0	799.430	5.0
154	929	E	35	R	3	15.0	17.0	801.200	5.0

ANEXO B - DADOS DE ISÓTOPOS

Tabela com os dados dos isótopos.

AMOSTRA	NUMERO, LAB	DATA	δ 13C/12C (‰) VPDB	STD DEV	δ' 18O/16O (‰) VPDB	STD DEV	NPMeDVPADRÃO C	NPMeDVPADRÃO O	CO2 TOT
PADRAO		19_04_18	2,486	0,039	-2,643	0,024	8	8	1232
FLAVIA	801,200	19_04_18	2,995	0,021	-4,489	0,029	8	8	1329
FLAVIA	801,010	19_04_18	2,937	0,014	-4,533	0,029	8	8	1258
FLAVIA	800,400	19_04_18	2,384	0,027	-4,794	0,061	8	8	1030
FLAVIA	800,130	19_04_18	2,432	0,027	-4,526	0,031	8	8	1094
FLAVIA	799,750	19_04_18	2,633	0,041	-4,364	0,042	8	8	889
FLAVIA	799,430	19_04_18	2,725	0,036	-4,721	0,038	8	8	1270
FLAVIA	788,760	25_04_18	0,902	0,022	-5,310	0,038	8	8	754
FLAVIA		25_04_18	0,708	0,021	-5,498	0,049	8	8	1068
FLAVIA		25_04_18	1,748	0,031	-3,750	0,027	8	8	1197
FLAVIA		24_04_18	1,435	0,035	-3,711	0,040	8	8	1106
FLAVIA		19_04_18	-1,563	0,099	-6,163	0,240	8	8	344
FLAVIA	788,665	19_04_18	1,693	0,038	-4,373	0,045	8	8	854
FLAVIA	788,055	19_04_18	1,613	0,027	-4,514	0,059	8	8	1115
FLAVIA	787,300	19_04_18	1,611	0,034	-4,405	0,026	8	8	1044
FLAVIA	786,520	19_04_18	1,898	0,033	-4,603	0,069	8	8	1126
FLAVIA	786,350	19_04_18	1,919	0,020	-4,465	0,019	8	8	965
FLAVIA	785,790	19_04_18	1,966	0,025	-4,509	0,067	8	8	1082
FLAVIA	784,640	19_04_18	1,884	0,045	-4,440	0,030	8	8	953
FLAVIA	783,630	19_04_18	1,601	0,010	-4,357	0,021	8	8	760
FLAVIA	783,340	19_04_18	2,031	0,014	-4,154	0,055	8	8	1176
FLAVIA	782,200	19_04_18	1,934	0,009	-4,121	0,041	8	8	1009
FLAVIA	781,600	19_04_18	1,983	0,026	-4,171	0,043	8	8	1047
FLAVIA	781,240	19_04_18	2,024	0,026	-4,228	0,066	8	8	1188
FLAVIA	780,600	19_04_18	1,911	0,019	-4,212	0,035	8	8	1211
PADRAO		19_04_18	2,402	0,033	-9,766	0,025	8	8	1370

PADRAO		19_04_18	2,369	0,025	-9,988	0,036	8	8	1346
FLAVIA	769,690	19_04_18	2,204	0,028	-3,716	0,037	8	8	1068
FLAVIA	769,520	19_04_18	2,100	0,035	-3,702	0,027	8	8	1103
FLAVIA	768,800	19_04_18	1,975	0,030	-3,876	0,018	8	8	1311
FLAVIA	768,180	19_04_18	1,822	0,012	-3,940	0,049	8	8	757
FLAVIA	767,300	19_04_18	1,954	0,026	-3,854	0,039	8	8	1156
FLAVIA	767,010	19_04_18	1,628	0,033	-4,138	0,041	8	8	1182
FLAVIA	766,500	19_04_18	1,700	0,018	-3,793	0,022	8	8	1038
FLAVIA	765,800	19_04_18	1,730	0,023	-3,778	0,015	8	8	1123
FLAVIA	765,120	19_04_18	1,702	0,010	-3,815	0,028	8	8	1167
FLAVIA	763,430	19_04_18	1,723	0,011	-3,749	0,049	8	8	1112
FLAVIA	762,600	19_04_18	1,600	0,038	-3,810	0,069	8	8	1024
FLAVIA	761,960	19_04_18	1,728	0,038	-3,787	0,031	8	8	769
FLAVIA	761,300	19_04_18	1,322	0,014	-3,771	0,049	8	8	851
FLAVIA	760,900	24_04_18	1,420	0,033	-3,703	0,039	8	8	1200
FLAVIA	753,210	19_04_18	1,252	0,025	-4,099	0,036	8	8	1088
FLAVIA	752,360	19_04_18	0,810	0,031	-4,521	0,029	8	8	907
FLAVIA	751,490	19_04_18	1,143	0,031	-4,076	0,035	8	8	1024
PADRAO		19_04_18	2,492	0,023	-2,488	0,053	8	8	1053
PADRAO		19_04_18	2,550	0,034	-2,506	0,032	8	8	1194
PADRAO		07_05_18	2,521	0,038	-2,416	0,032	8	8	1414
PADRAO		07_05_18	2,518	0,014	-2,431	0,038	8	8	1323
FLAVIA	747,48	07_05_18	0,708	0,021	-4,313	0,026	8	8	1012
FLAVIA	747,34	07_05_18	0,666	0,027	-4,453	0,045	8	8	907
FLAVIA	746,7	07_05_18	0,985	0,036	-4,013	0,035	8	8	1203
FLAVIA	746,17	07_05_18	0,856	0,026	-4,272	0,030	8	8	1214
FLAVIA	744,9	07_05_18	1,055	0,031	-4,022	0,057	8	8	1235
FLAVIA	744,68	07_05_18	1,071	0,012	-4,206	0,038	8	8	1220
PADRAO		07_05_18	2,353	0,035	-9,918	0,033	8	8	1267
PADRAO		07_05_18	2,436	0,044	-9,792	0,045	8	8	1244
FLAVIA	743,4	07_05_18	1,089	0,029	-4,216	0,033	8	8	1220
FLAVIA	742,29	07_05_18	1,173	0,033	-4,274	0,062	8	8	1305

FLAVIA	741,38	07_05_18	0,926	0,039	-4,112	0,061	8	8	948
FLAVIA	738,41	07_05_18	0,873	0,042	-4,018	0,045	8	8	1170
FLAVIA	737,27	07_05_18	0,864	0,041	-4,187	0,039	8	8	1021
FLAVIA	736,39	07_05_18	0,802	0,025	-4,392	0,045	8	8	1138
FLAVIA	735,15	07_05_18	0,669	0,026	-4,250	0,031	8	8	1279
FLAVIA	733,51	07_05_18	0,859	0,018	-3,809	0,023	8	8	1141
FLAVIA	731,74	07_05_18	1,055	0,018	-3,859	0,035	8	8	1059
FLAVIA	727,06	07_05_18	0,369	0,040	-4,535	0,051	8	8	693
PADRAO		07_05_18	2,348	0,049	-9,731	0,053	8	8	1428
FLAVIA	726,58	07_05_18	0,873	0,023	-4,008	0,033	8	8	1123
FLAVIA	723,84	07_05_18	1,092	0,035	-3,835	0,021	8	8	1244
FLAVIA	722,34	07_05_18	1,007	0,049	-3,982	0,054	8	8	1121
FLAVIA	718,64	07_05_18	0,848	0,016	-4,218	0,017	8	8	1162
FLAVIA	716,33	07_05_18	0,711	0,029	-4,197	0,017	8	8	1173
FLAVIA	713,27	07_05_18	1,076	0,038	-4,145	0,041	8	8	1088
FLAVIA	711,44	07_05_18	1,436	0,048	-3,782	0,033	8	8	965
FLAVIA	709,63	07_05_18	1,389	0,053	-3,838	0,031	8	8	971
FLAVIA	707,66	07_05_18	1,358	0,033	-4,211	0,022	8	8	892
FLAVIA	705,3	07_05_18	1,474	0,028	-4,048	0,041	8	8	1150
PADRAO		07_05_18	2,381	0,021	-9,776	0,060	8	8	1367
PADRAO		07_05_18	2,426	0,037	-9,878	0,052	8	8	1276
FLAVIA	703,18	07_05_18	1,350	0,013	-4,331	0,039	8	8	1006
FLAVIA	700,09	07_05_18	1,660	0,021	-3,853	0,029	8	8	1012
FLAVIA	699,02	07_05_18	1,323	0,037	-3,922	0,034	8	8	1018
FLAVIA	697,49	07_05_18	1,661	0,025	-3,906	0,037	8	8	1106
FLAVIA	696,26	07_05_18	1,359	0,030	-4,311	0,030	8	8	1211
FLAVIA	693,04	07_05_18	1,297	0,046	-3,804	0,043	8	8	804
FLAVIA	686,9	07_05_18	1,357	0,028	-3,801	0,059	8	8	898
FLAVIA	683,25	07_05_18	1,379	0,028	-3,490	0,041	8	8	1038
FLAVIA	681,25	07_05_18	1,403	0,042	-3,549	0,041	8	8	915
PADRAO		07_05_18	2,442	0,026	-2,498	0,030	8	8	1428
PADRAO		08_05_18	2,389	0,024	-9,900	0,027	8	8	1194
PADRAO		08_05_18	2,385	0,029	-9,937	0,044	8	8	1355

FLAVIA	678,97	08_05_18	0,908	0,023	-3,670	0,040	8	8	778
FLAVIA	676,65	08_05_18	1,495	0,021	-3,870	0,046	8	8	1047
FLAVIA	674,02	08_05_18	1,368	0,031	-3,416	0,041	8	8	748
FLAVIA	671	14_05_18	0,508	0,018	-3,287	0,125	8	8	570
FLAVIA	670	14_05_18	1,319	0,025	-3,352	0,044	8	8	1252
FLAVIA	667,62	08_05_18	1,265	0,011	-3,481	0,043	8	8	959
FLAVIA	665,7	08_05_18	1,439	0,030	-2,859	0,038	8	8	786
FLAVIA	663,07	08_05_18	0,808	0,044	-3,688	0,053	8	8	1050
FLAVIA	662,52	08_05_18	1,172	0,018	-3,650	0,081	8	8	751
FLAVIA	660,4	08_05_18	1,136	0,041	-2,761	0,040	8	8	907
PADRAO		08_05_18	2,347	0,014	-9,789	0,028	8	8	1317
PADRAO		08_05_18	2,397	0,032	-9,804	0,031	8	8	1302
PADRAO		14_05_18	2,405	0,047	-9,858	0,038	8	8	1290
PADRAO		14_05_18	2,420	0,057	-9,892	0,042	8	8	1267
FLAVIA	658,4	14_05_18	1,163	0,027	-2,695	0,046	8	8	953
FLAVIA	656,32	14_05_18	1,025	0,030	-2,569	0,033	8	8	1144
FLAVIA	654,39	14_05_18	0,791	0,017	-2,593	0,050	8	8	1211
FLAVIA	652,73	14_05_18	1,324	0,030	-3,009	0,044	8	8	1267
FLAVIA	650,34	14_05_18	0,891	0,038	-3,184	0,041	8	8	1041
FLAVIA	648,51	14_05_18		0,031		0,151	8	8	485
FLAVIA	647,2	14_05_18	0,837	0,029	-2,423	0,041	8	8	1141
FLAVIA	645,43	14_05_18	0,962	0,036	-2,596	0,047	8	8	1279
PADRAO		14_05_18	2,375	0,035	-9,864	0,021	8	8	1200
PADRAO		14_05_18	2,358	0,046	-9,911	0,052	8	8	1305
FLAVIA	642,66	14_05_18	0,948	0,035	-2,525	0,032	8	8	1059
FLAVIA	640,5	14_05_18	1,084	0,021	-2,780	0,042	8	8	1068
FLAVIA	638,2	14_05_18	1,426	0,023	-2,314	0,020	8	8	1118
FLAVIA	636	14_05_18	1,087	0,041	-2,345	0,066	8	8	1173
FLAVIA	634,87	14_05_18	1,083	0,027	-2,445	0,058	8	8	1006
FLAVIA	632,81	14_05_18	1,348	0,034	-2,279	0,030	8	8	971
FLAVIA	630,4	14_05_18	1,284	0,039	-2,552	0,053	8	8	965
FLAVIA	628,51	14_05_18	1,125	0,017	-2,351	0,043	8	8	1129
FLAVIA	626,54	14_05_18	1,063	0,033	-2,769	0,047	8	8	1214
FLAVIA	625,25	14_05_18	0,981	0,037	-2,705	0,040	8	8	1024
PADRAO		14_05_18	2,483	0,014	-2,388	0,051	8	8	1340
PADRAO		14_05_18	2,436	0,017	-2,490	0,038	8	8	1390

FLAVIA	624,11	14_05_18		0,043		0,073	8	8	766
FLAVIA	622,8	14_05_18	1,025	0,039	-2,368	0,061	8	8	948
FLAVIA	620,24	14_05_18	1,303	0,031	-2,359	0,040	8	8	1232
FLAVIA	618,09	14_05_18	1,579	0,034	-2,231	0,013	8	8	1164
FLAVIA	614,68	14_05_18	1,526	0,037	-3,196	0,038	8	8	997
FLAVIA	612,37	14_05_18	1,454	0,028	-2,131	0,023	8	8	1194
FLAVIA	610,94	14_05_18	1,347	0,030	-2,489	0,067	8	8	1085
FLAVIA	608,58	14_05_18	1,248	0,028	-2,083	0,073	8	8	860
FLAVIA	606,38	14_05_18	1,282	0,031	-2,401	0,043	8	8	945
PADRAO		14_05_18	2,464	0,033	-2,444	0,038	8	8	1355
PADRAO		14_05_18	2,397	0,031	-2,225	0,029	8	8	1405
FLAVIA	604,67	14_05_18	1,226	0,015	-2,306	0,034	8	8	1176
FLAVIA	602,72	14_05_18	1,394	0,020	-2,332	0,030	8	8	1156
FLAVIA	597,27	14_05_18	1,661	0,027	-2,216	0,040	8	8	1097
FLAVIA	595,4	14_05_18	1,495	0,015	-2,335	0,021	8	8	1235
PADRAO		14_05_18	2,344	0,031	-9,777	0,041	8	8	1203
PADRAO		14_05_18	2,352	0,047	-9,741	0,040	8	8	1361
PADRAO		15_05_18	2,422	0,038	-9,702	0,053	8	8	845
PADRAO		15_05_18	2,381	0,024	-9,843	0,051	8	8	1208
FLAVIA	593,69	15_05_18	1,765	0,014	-2,120	0,031	8	8	1305
FLAVIA	590,85	15_05_18	1,793	0,007	-1,978	0,031	8	8	1264
FLAVIA	588,41	15_05_18	1,930	0,025	-1,887	0,036	8	8	1205
FLAVIA	585,62	15_05_18	1,646	0,033	-1,845	0,032	8	8	1384
FLAVIA	583,99	15_05_18	1,692	0,015	-1,936	0,032	8	8	1326
FLAVIA	580,99	15_05_18	2,005	0,036	-2,557	0,043	8	8	1264
FLAVIA	578,2	15_05_18	1,794	0,013	-1,980	0,042	8	8	1156
FLAVIA	577,53	15_05_18	1,729	0,013	-2,043	0,039	8	8	1314
PADRAO		15_05_18	2,346	0,027	-9,957	0,057	8	8	1276
PADRAO		15_05_18	2,329	0,037	-9,790	0,053	8	8	1329
FLAVIA	575,49	15_05_18	1,703	0,026	-2,776	0,033	8	8	1282
FLAVIA	573,61	15_05_18	1,917	0,018	-2,092	0,043	8	8	1370
FLAVIA	571,6	15_05_18	1,775	0,040	-2,648	0,040	8	8	1296
FLAVIA	569,24	15_05_18	1,897	0,045	-2,081	0,038	8	8	1279
FLAVIA	567,11	15_05_18	2,104	0,039	-1,966	0,035	8	8	1364
FLAVIA	565,8	15_05_18	1,888	0,019	-2,011	0,033	8	8	1375

FLAVIA	564,88	15_05_18	1,423	0,033	-2,151	0,053	8	8	1068
FLAVIA	562,59	15_05_18	1,615	0,033	-1,923	0,018	8	8	968
FLAVIA	560,5	15_05_18	1,985	0,031	-1,888	0,036	8	8	1282
FLAVIA	558,7	15_05_18	1,973	0,040	-1,940	0,043	8	8	1258
FLAVIA	555,3	15_05_18	1,888	0,022	-2,268	0,034	8	8	1252
FLAVIA	553,3	15_05_18	1,636	0,036	-2,144	0,021	8	8	971
FLAVIA	551,97	15_05_18	1,811	0,033	-2,114	0,042	8	8	1361
PADRAO		15_05_18	2,476	0,017	-2,519	0,022	8	8	1296
PADRAO		15_05_18	2,467	0,018	-2,471	0,027	8	8	1378
PADRAO	IAEA CO1	15_05_18	2,476	0,017	-2,519	0,022	8	8	1296
PADRAO	IAEA CO1	15_05_18	2,467	0,018	-2,471	0,027	8	8	1378
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,370	0,030	-9,717	0,033	8	8	1203
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,383	0,027	-9,642	0,046	8	8	1065
FLAVIA	549,69	17_05_18	1,929	0,030	-2,001	0,045	8	8	915
FLAVIA	548,66	17_05_18	1,655	0,038	-2,087	0,037	8	8	1323
FLAVIA	544,34	17_05_18	1,767	0,026	-1,650	0,042	8	8	1349
FLAVIA	542,2	17_05_18	2,151	0,017	-1,981	0,061	8	8	1050
FLAVIA	540,34	17_05_18	2,181	0,024	-1,719	0,062	8	8	1123
FLAVIA	539,37	17_05_18	2,559	0,045	-0,571	0,042	8	8	1223
FLAVIA	533,99	17_05_18	2,069	0,039	-2,044	0,040	8	8	1068
FLAVIA	531,49	17_05_18	2,223	0,041	-1,880	0,072	8	8	1038
FLAVIA	530,97	17_05_18	2,341	0,021	-1,535	0,035	8	8	1182
FLAVIA	529,46	17_05_18	1,979	0,013	-2,089	0,063	8	8	1276
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,465	0,023	-9,559	0,021	8	8	1252
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,409	0,028	-9,681	0,041	8	8	1238
FLAVIA	527,18	17_05_18	2,130	0,023	-2,026	0,034	8	8	1208
FLAVIA	525,2	17_05_18	1,950	0,032	-2,048	0,030	8	8	1267
FLAVIA	524,12	17_05_18	1,974	0,032	-1,831	0,035	8	8	1115
FLAVIA	522,2	17_05_18	1,935	0,021	-1,707	0,043	8	8	1241
FLAVIA	520,7	17_05_18	1,753	0,021	-1,794	0,051	8	8	1334
FLAVIA	515,61	17_05_18	1,823	0,025	-1,867	0,025	8	8	1270
FLAVIA	514,11	17_05_18	1,724	0,034	-2,080	0,035	8	8	1378
FLAVIA	510,71	17_05_18	1,757	0,025	-1,889	0,039	8	8	1384
FLAVIA	505,75	17_05_18	1,836	0,029	-1,857	0,034	8	8	1361
FLAVIA	504,92	17_05_18	1,559	0,030	-2,054	0,057	8	8	1340
PADRAO	IAEA CO1	17_05_18	2,486	0,035	-2,485	0,052	8	8	1273

PADRAO	IAEA CO1	17_05_18	2,445	0,034	-2,450	0,059	8	8	1091
FLAVIA	504,38	17_05_18	1,475	0,023	-2,087	0,042	8	8	1214
FLAVIA	503,92	17_05_18	1,358	0,020	-2,208	0,039	8	8	1349
FLAVIA	503,61	17_05_18	1,460	0,025	-2,100	0,025	8	8	1270
FLAVIA	502,6	17_05_18	1,311	0,035	-1,992	0,024	8	8	1349
FLAVIA	502,06	17_05_18	1,372	0,013	-2,034	0,059	8	8	1191
FLAVIA	501,32	17_05_18	1,617	0,035	-2,109	0,042	8	8	1235
FLAVIA	500,88	17_05_18	1,399	0,027	-2,262	0,051	8	8	1241
FLAVIA	495,41	17_05_18	2,594	0,025	-1,494	0,041	8	8	1314
FLAVIA	495,08	17_05_18	1,962	0,019	-1,708	0,020	8	8	1217
FLAVIA	493,19	17_05_18	2,206	0,020	-1,559	0,026	8	8	1299
PADRAO	IAEA CO1	17_05_18	2,433	0,009	-2,526	0,044	8	8	1352
PADRAO	IAEA CO1	17_05_18	2,383	0,012	-2,142	0,040	8	8	1387
FLAVIA	492,59	17_05_18	2,331	0,031	-1,516	0,057	8	8	1241
FLAVIA	492,03	17_05_18	2,099	0,034	-1,729	0,034	8	8	1305
FLAVIA	491,54	17_05_18	2,120	0,021	-1,481	0,020	8	8	1176
FLAVIA	489,73	17_05_18	1,935	0,014	-1,831	0,032	8	8	1264
FLAVIA	488,98	17_05_18	1,867	0,032	-1,395	0,033	8	8	1129
FLAVIA	488,3	17_05_18	2,011	0,046	-1,301	0,063	8	8	1071
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,362	0,021	-9,903	0,025	8	8	1279
PADRAO	CALCITA	17_05_18	2,369	0,032	-9,884	0,048	8	8	1203
PADRAO	CALCITA	21_05_18	2,359	0,021	-9,664	0,049	8	8	1118
PADRAO	CALCITA	21_05_18	2,366	0,019	-9,689	0,031	8	8	1147
PADRAO	CALCITA	21_05_18	2,329	0,035	-9,702	0,042	8	8	1173
FLAVIA	487,82	21_05_18	2,026	0,023	-1,126	0,018	8	8	825
FLAVIA	486,8	21_05_18	1,829	0,034	-1,295	0,052	8	8	1147
FLAVIA	485,97	21_05_18	1,851	0,024	-1,431	0,026	8	8	1200
FLAVIA	485,13	21_05_18	1,383	0,042	-1,635	0,073	8	8	1018
FLAVIA	484,65	21_05_18	1,464	0,022	-1,280	0,056	8	8	1047
FLAVIA	483,89	21_05_18	1,707	0,030	-1,430	0,063	8	8	962
FLAVIA	483,3	21_05_18	1,391	0,031	-1,774	0,057	8	8	1293
FLAVIA	482,45	21_05_18	1,378	0,034	-1,605	0,043	8	8	1164
FLAVIA	482,16	21_05_18	1,388	0,029	-1,587	0,031	8	8	1241
FLAVIA	481,65	21_05_18	1,827	0,033	-1,429	0,047	8	8	1247
PADRAO	CALCITA	22_05_18	2,324	0,029	-9,873	0,041	8	8	1332
PADRAO	CALCITA	22_05_18	2,311	0,033	-9,858	0,036	8	8	1235

FLAVIA	**480,31**	**22_05_18**	**1,213**	**0,021**	**-1,299**	**0,018**	**8**	**8**	**1255**
FLAVIA	**479,17**	**22_05_18**	**1,807**	**0,028**	**-1,304**	**0,046**	**8**	**8**	**1135**
FLAVIA	**478,8**	**22_05_18**	**1,593**	**0,027**	**-1,180**	**0,049**	**8**	**8**	**945**
FLAVIA	**478,29**	**22_05_18**	**1,799**	**0,021**	**-1,309**	**0,036**	**8**	**8**	**1282**
FLAVIA	**477,54**	**22_05_18**	**1,823**	**0,019**	**-1,497**	**0,025**	**8**	**8**	**1217**
FLAVIA	**475,79**	**22_05_18**	**1,955**	**0,027**	**-1,465**	**0,021**	**8**	**8**	**1159**
FLAVIA	**475,21**	**22_05_18**	**1,408**	**0,038**	**-1,485**	**0,045**	**8**	**8**	**1252**
FLAVIA	**474,31**	**22_05_18**	**1,464**	**0,024**	**-1,223**	**0,035**	**8**	**8**	**1211**
FLAVIA	**473,04**	**22_05_18**	**1,874**	**0,046**	**-1,127**	**0,047**	**8**	**8**	**1082**
FLAVIA	**472,56**	**22_05_18**	**1,229**	**0,039**	**-1,704**	**0,042**	**8**	**8**	**1396**
FLAVIA	**472,02**	**22_05_18**	**1,941**	**0,037**	**-1,128**	**0,045**	**8**	**8**	**933**
FLAVIA	**471,85**	**22_05_18**	**1,660**	**0,032**	**-1,282**	**0,064**	**8**	**8**	**1176**
PADRAO	**IAEA CO1**	**22_05_18**	**2,447**	**0,030**	**-2,510**	**0,049**	**8**	**8**	**1290**

ANEXO C - ARTIGOS

ARTIGO I

Estudo Bioestratigráfico e Inferências Paleoclimáticas com Base em Nanofósseis Calcários, Eoceno-Oligoceno, *Leg* 39 - *Site* 354 (DSDP): Elevação Ceará (Atlântico Equatorial)

Biostratigraphic Study and Paleoclimatic Inferences Based on Calcareous Nannofossils from the Eocene-Oligocene, Leg 39 - *Site* 354 (DSDP): Ceará Rise

Flavia Azevedo Pedrosa[1]; André Luiz Gatto Motta[2]; Cleber Fernandes Alves[3]; Maria Dolores Wanderley[2] & Mário de Lima Filho[1]

[1] Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental (LAGESE). Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 50740-530, Cidade Universitária, Recife, PE, Brasil
[2] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Biossedimentologia e Nanofósseis Calcários, Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, 21910-916, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro-RJ, Brasil
[3] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica, Av. Athos das Silveira Ramos, 274, 21910-916, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro-RJ, Brasil

E-mails: flaviapedrosa.geo@gmail.com; andregatto@geologia.ufrj.br; alvescf@gmail.com; doloreswanderley@msn.com; mflf@ufpe.br

Resumo

As amostras utilizadas para este estudo de nanofósseis calcários foram cedidas pelo *Deep Sea Drilling Project* (*DSDP)* e referem-se ao *Site* 354, *Leg* 39. O poço está situado na borda noroeste da Elevação Ceará, em uma feição topográfica distante cento

e cinquenta metros do cone amazônico (Atlântico Equatorial). A partir da distribuição estratigráfica das espécies, a seção investigada foi refinada bioestratigraficamente e, posteriormente, intervalos cronoestratigráficos foram identificados. Foram descritas um total de seis biozonas, referentes ao intervalo Eoceno/Oligoceno. Dentre os nanofósseis calcários descritos e registrados destacam-se*: Reticulofenestra oamaruensis, Isthmolithus recurvus, Sphenolithus pseudoradians, Sphenolithus ciperoensis, Discoaster barbadiensis, Discoaster saipanensis, Sphenolithus intercalaris, Clausicoccus subdistichus, Sphenolithus distentus, Sphenolithus predistentus, Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera recta, Discoaster tanii, Coccolithus pelagicus, Helicosphaera euphratis* e *Triquetrorhabdulus milowii*. Todas as principais espécies foram devidamente fotografadas e mensuradas, a fim de ilustrar o estudo e construir um biozoneamento de detalhe no intervalo em questão. A partir do comportamento da associação de nanofósseis, inferências paleoclimáticas foram sugeridas.

Palavras-chave: Nanofósseis calcários; Bioestratigrafia; Elevação Ceará

Abstract

The samples used for the study of calcareous nannofossils were provided by the *Deep Sea Drilling Project* (*DSDP*) and are referred to the *Site* 354, *Leg* 39. The well is located on the Northwestern of the Ceará Rise, in a topographic feature one hundred and fifty meters from the Amazon Fan (Equatorial Atlantic). According to the stratigraphic distribution of nannofossil species, the biostratigraphy of the investigated section was refined and intervals were identified. The main calcareous nannofossils species described and recorded were *Reticulofenestra oamaruensis, Isthmolithus recurvus, Sphenolithus pseudoradians, Sphenolithus ciperoensis, Discoaster barbadiensis, Discoaster saipanensis, Sphenolithus intercalaris, Clausicoccus subdistichus, Sphenolithus distentus, Sphenolithus predistentus, Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera recta, Discoaster tanii, Coccolithus pelagicus, Helicosphaera euphratis, Triquetrorhabdulus milowii,* among others. The most representative taxa were photomicrographed and measured in order to illustrate the study and construct a biozonation for this range. Through the behaviour of the nannofossil assemblages, paleoclimatic inferences were suggested. Six biozones were described in the Eocene/Oligocene interval.

Keywords: Calcareous nannofossils; Bioestratigraphy; Ceará Rise

1 Introdução

Diferentemente do que ocorre na margem leste, as bacias da margem equatorial foram em grande parte marcadas pelo processo de cisalhamento decorrente da existência de um limite transformante entre as placas da América do Sul e da África, cuja evolução deu origem ao Oceano Atlântico Equatorial. A morfologia submarina acidentada da margem equatorial é notória e pode ser explicada, em parte, pela característica transformante dessa margem continental (Matos, 2000).

A Elevação Ceará está localizada no Oceano Atlântico Equatorial, sob uma coluna de água de aproximadamente 3000 metros e encontra-se limitada a Norte, Leste e Sul pela Planície Abissal Ceará, e na porção Oeste/Sudoeste, pela Bacia da Foz do Amazonas (Figura 1). Tem uma morfologia caracterizada por um alto topográfico submarino e está inserida na região de crosta oceânica (Nóbrega, 2011). Teve sua gênese no Campaniano, durante o processo de cisalhamento das Placas Sul-americana e Africana e foi submetida aos efeitos provocados por grandes mudanças ambientais no Oligoceno, como as novas dinâmicas de circulação oceânica que se moldaram através de eventos geológicos (Kumar & Embley, 1977).

A nível global, o Paleógeno é caracterizado por drásticas mudanças de temperaturas. Estas variações térmicas influenciaram diretamente na diversidade e abundância da nanoflora durante este período (Zachos *et al*. 2001).

Este trabalho tem como objetivo o estudo bioestratigráfico dos nanofósseis calcários e suas tendências paleoclimáticas referentes ao *Leg* 39, *Site* 354, no sentido de adicionar informações para o melhor entendimento da Elevação Ceará, além de aprimorar e reconstituir a bioestratigrafia e a interpretação paleoambiental, conforme o comportamento da nanoflora, utilizando ferramentas como a abundância e riqueza específica, no intuito de compreender o comportamento dos espécimes durante as adversidades encontradas durante o Eoceno-Oligoceno, no Atlântico Equatorial.

Figura 1 Localização do *Site* 354, no Atlântico Equatorial. Modificado de NOAA (2019)

2 Materiais e Métodos

Devido ao tipo de amostras obtidas, provenientes de testemunhos de sondagem, o método utilizado para a identificação de biozonas foi baseado na primeira e última ocorrência dos táxons (NACSN, 2005). Foram confeccionadas 12 lâminas pelo método de Antunes (1997) e, durante a descrição das espécies, realizaram-se estudos quantitativos e qualitativos. As amostras selecionadas, de natureza pelítica, abrangem um intervalo de 236 metros.

Em cada lâmina analisada, observaram-se trinta campos de visão em três transversais e as espécies identificadas foram descritas, contabilizadas e, posteriormente, as amostras foram classificadas quanto à riqueza específica e abundância. As observações quantitativas referem-se à riqueza específica (RE - número de espécies registradas) enquanto que a abundância expressa o número total de exemplares de nanofósseis contados em trinta campos de visão, escolhidos aleatoriamente, ao longo das três transversais de cada lâmina.

A partir da classificação quanto à preservação dos nanofósseis calcários, pode-se interpretar o estado geral da associação: se composta principalmente por exemplares fragmentados ou inteiros, se apresentam ou não evidências de dissolução, entre outros aspectos (Figura 2). O estado de preservação dos exemplares, associados aos fatores quantitativos, também podem fornecer indicações sobre as condições ambientais durante a deposição ou sobre as condições diagenéticas atuantes, após a deposição.

Figura 2 Caracterização das amostras conforme abundância e preservação

A identificação das espécies teve como suporte o trabalho de Bown & Young (1998) e Young *et al*. (2017), enquanto que a distribuição estratigráfica das espécies foi baseada nos esquemas de Martini (1971), Okada & Bukry (1980) e Perch-Nielsen (1985). De acordo com os marcadores e demais espécies identificadas, os zoneamentos selecionados provam ser de boa resolução e alta confiabilidade, não demonstrando qualquer limitação ao uso dos mesmos.

3 Resultados e Discussões

Para propósitos de discussão, o trabalho foi dividido de acordo com o biozoneamento de Martini (1971), utilizado para balizar as amostras estudadas. No entanto, o material também pode ser correlacionado com o esquema de Okada & Bukry (1980), com o objetivo de aprimorar o resultado, deixando-o mais fidedigno. Foram

descritas seis biozonas, (NP20 a NP25), inseridas em um intervalo de tempo de aproximadamente 14 Ma e confeccionadas três estampas, referente às espécies observadas no intervalo Eoceno/Oligoceno (Figuras 3, 4 e 5).

As biozonas identificadas são do tipo zona de intervalo que se caracterizam por terem limites definidos por última ocorrência estratigráfica (UO) e/ou primeira ocorrência estratigráfica (PO) de entidades taxonômicas, consideradas *in situ*. Podem ser utilizadas quando se dispõe, sobretudo, de amostras de testemunho, sem contaminação, para investigações micropaleontológicas. A Figura 6 ilustra a tabela de distribuição.

3.1 Bioestratigrafia do *Leg* 39 - *Site* 354

De acordo com a distribuição dos nanofósseis ao longo da seção, foram identificados os seguintes intervalos, da base para o topo:

A - Zona *Sphenolithus pseudoradians*
Amostras: 698,540 m; 695,110 m; 692,560 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Eoceno superior.
Biozona NP20 - Caracterizada, na base, pela primeira ocorrência de *Sphenolithus pseudoradians* e no topo, pela última ocorrência *Discoaster saipanensis* e/ou *Discoaster barbadiensis*.
Riqueza específica: 41 a 47 espécies.
Abundância: 1069 a 1293 indivíduos.
Exemplares, tais como *Algirosphaera fabaceus, Chiasmolithus titus, Coccolithus cachaoi, Discoaster barbadiensis, Discoaster saipanensis, Helicosphaera clarissima, Reticulofenestra erbae, Reticulofenestra isabellae, Reticulofenestra reticulata* e *Umbilicosphaera bramlettei* foram descritos.
Observações: Equivalente à biozona CP15 de Okada & Bukry (1980).

B - Zona *Clausicoccus subdistichus*
Amostras: 614 m; 612,500 m; 611,540 m; 611 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Eoceno superior - Oligoceno inferior.

Biozona NP21 - Caracterizada, no topo, pela última ocorrência de *Coccolithus formosus* e na base, pela última ocorrência de *Discoaster saipanensis*.
Riqueza específica: 33 a 36 espécies.
Abundância: 938 a 1300 indivíduos.
Observam-se, nesta biozona, espécies como *Coccolithus cachaoi, Coccolithus formosus, Helicosphaera reticulata, Markalius inversus, Pontosphaera formosa, Reticulofenestra umbilicus, Sphenolithus akropodus, Sphenolithus predistentus, Umbilicosphaera bramlettei* e *Umbilicosphaera protoannulus*.
Observações: Equivalente à biozona CP16a/b de Okada & Bukry (1980).

C - Zona *Helicosphaera reticulata*
Amostras: 609,500 m; 608 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Oligoceno inferior.
Biozona NP22 – Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Coccolithus formosus* e no topo, pela última ocorrência de *Reticulofenestra umbilicus*.
Riqueza específica: 32 a 34 espécies.
Abundância: 1318 a 1435 indivíduos.
Dentre as espécies descritas, destacam-se *Reticulofenestra umbilicus, Ilselithina fusa, Sphenolithus akropodus, Sphenolithus predistentus* e *Umbilicosphaera jordanii.*
Observações: Equivalente à biozona CP16c de Okada & Bukry (1980).

D - Zona *Sphenolithus predistentus*
Amostra: 606,500 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Oligoceno inferior
Biozona NP23 – Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Reticulofenestra umbilicus* e no topo, pela primeira ocorrência de *Sphenolithus ciperoensis*.
Riqueza específica: 32 espécies.
Abundancia: 1601 indivíduos.
Neste intervalo, observou-se apenas *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus*.
Portanto, corresponde a parte superior da biozona NP23 (Martini, 1971) e segundo Okada & Bukry (1980), trata-se da biozona CP18.

Outras espécies também foram observadas como *Cyclicargolithus abisectus, Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra daviesi, Reticulofenestra dictyoda* e, *Reticulofenestra lockeri*. Observações: Equivalente à biozona CP18 de Okada & Bukry (1980).

E - Zona *Sphenolithus distentus*
Amostra: 523,040 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Oligoceno superior.
Biozona NP24 – Caracterizado, na base, pela primeira ocorrência de *Sphenolithus ciperoensis*, e no topo, pela última ocorrência de *Sphenolithus distentus.*
Riqueza específica: 26 espécies.
Abundância: 2446 indivíduos.
A presença de *Sphenolithus ciperoensis, Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus* contribuem na caracterização desta biozona. Na descrição deste intervalo, *Helicosphaera recta* e *Cyclicargolithus abisectus* também são observados.
Observações: Equivalente à biozona CP19a de Okada & Bukry (1980).

F - Zona *Sphenolithus ciperoensis*
Amostra: 462,050 m.
Preservação: Boa.
Cronoestratigrafia: Oligoceno superior.
Biozona NP25 – Caracterizada, na base, pela última ocorrência de *Sphenolithus distentus*, e no topo, pela última ocorrência, de *Sphenolithus ciperoensis*.
Riqueza específica: 25 espécies.
Abundância: 1665 indivíduos.
Esta biozona foi marcada através da ocorrência de *Sphenolithus ciperoensis* e a ausência de *Sphenolithus distentus*. Também foram identificadas outras espécies que auxiliam na identificação das biozonas, tais como: *Helicosphaera obliqua* e *Cyclicargolithus abisectus.*
Observações: Equivalente à biozona CP19b de Okada & Bukry (1980).

3.2 Hiato

A biozona CP17 (Okada & Bukry, 1980), correspondente à parte inferior da NP23 (Martini, 1971), é caracterizada pelo intervalo entre a última ocorrência, na base, de *Reticulofenestra umbilicus* e a primeira ocorrência, no topo, de *Sphenolithus distentus*. Neste estudo, esta associação não foi detectada. Sendo este intervalo interpretado como um possível hiato, datado do Rupeliano médio, correspondente a uma amplitude da ordem de 2,5Ma, conforme a escala de tempo geológico de Ogg *et al.* (2016).

Figura 3 Nanofósseis calcários do *Leg* 39, *Site* 354

Figura 4 Nanofósseis calcários do *Leg* 39, *Site* 354

Figura 5 Nanofósseis calcários do *Leg* 39, *Site* 354

Figura 6 Tabela de distribuição dos nanofósseis calcários *Leg* 39, *Site* 354

3.3 Curvas de Abundância e Riqueza

Os nanofósseis calcários demonstram uma forte sensibilidade às condições ambientais e as modificações de suas associações acompanham as mudanças globais no registro geológico oceânico. Oferecem uma boa correlação entre biodiversidade, produtividade e tendências climáticas com maior diversidade associada a climas quentes (Okada & Honjo, 1973; Pospichal & Wise, 1990; Winter *et al*., 1994; Bown, 1998; Zacho *et al*., 2001; Bown *et al*., 2004; Zacho *et al*., 2008; Kalb & Bralower, 2012; Villa *et al*., 2014).

Eventos de resfriamento e aquecimento caracterizam a variabilidade climática da transição Eoceno-Oligoceno, com um maior arrefecimento no Eoceno e glaciação no Oligoceno (Pearson *et al*., 2008; Villa *et al*., 2008; Pälike *et al*., 2012). Essa transição está associada à expansão das camadas de gelo antártico, arrefecimento global, queda do nível relativo do mar, mudanças bióticas marinhas e terrestres, além do rebaixamento da profundidade de compensação dos carbonatos (Zachos *et al*., 2001, Zachos *et al*., 2008). No Oligoceno, o clima global era mais frio e mais estável em comparação com o Eoceno, e uma fase de mínima diversidade cenozoica, durante o Máximo Glacial do Oligoceno, foi reconhecida globalmente em resposta ao resfriamento devido à diminuição de *habitats* oligotróficos estáveis (Zachos *et al.*, 2003; Bown *et al.*, 2004).

Os nanofósseis calcários, assim como outros grupos fósseis (foraminíferos planctônicos e radiolários), retratam padrões comportamentais característicos do Oligoceno, no qual nota-se a tendência à diminuição da diversidade e o aumento da abundância de espécies cosmopolitas. (Bown, 1998; Bown *et al.*, 2004; Gibbs *et al*., 2006; Dunkley-Jones *et al*., 2008; Pearson *et al*., 2008).

Assim como este estudo, diversos outros foram realizados com amostras do *Integrated Ocean Drilling Program* (*IODP*), em diferentes partes do mundo, para resgatar informações e aprofundar o conhecimento a respeito das constantes mudanças climáticas do Paleógeno e como estas alterações influenciaram a nanoflora neste período.

Pea (2011) selecionou amostras do *Site* 1090 (*IODP*), Atlântico Sul, para a interpretação paleoecológica de associações de nanofósseis no intervalo Eoceno-Oligoceno. Uma grande mudança na configuração dos fósseis foi observada na transição Eoceno/Oligoceno, sendo interpretada como um aumento da disponibilidade de nutrientes em águas superficiais, possivelmente associado a um resfriamento, que culminou no início do Oligoceno que é caracterizado pelo início do declínio de temperatura das águas superficiais.

Fioroni *et al.* (2012) estudaram os nanofósseis de sete *Site*s (*IODP*) e os dados bioestratigráficos do Paleógeno indicaram que, em latitudes elevadas, as espécies *C. solitus* e *C. oamaruensis* são frequentes, enquanto os *Discoasteres* spp. e *C. formosus* são pouco comuns, muito provavelmente em resposta aos diferentes níveis de condições paleoclimáticas. Assim, a tendência de arrefecimento ao longo do intervalo Eoceno - Oligoceno justificaria a exclusão precoce dos *taxa* característicos de água quente (*Discoaster spp*. e *C. formosus*).

Sezen (2014) analisou amostras recuperadas de uma sequência sedimentar completa do Paleoceno ao Neogeno pelo *IODP, Site* 929A, localizado no extremo Oeste da Elevação Ceará na região equatorial do Atlântico Ocidental. Os resultados mostraram que, no Oligoceno, os espécimes variam de raros a frequentes e tem como gêneros predominantes os *Sphenolithus* e *Helicosphaera*. Enquanto no Eoceno - Oligoceno variam de comuns a abundantes e os principais gêneros são *Reticulofenestra, Dictyococcites* e *Cyclicargolithus*. Seguido do Eoceno, no qual variam de comuns a muito abundantes e os gêneros predominantes são *Reticulofenestra, Dictyococcites*, e *Discoaster*.

No presente estudo, (*Site* 354), após a descrição e contagem das espécies das

amostras estudadas foram geradas duas curvas mostrando o comportamento da associação de nanofósseis em vista dos dados de abundância e riqueza (Figura 7).

A partir da interpretação das curvas de abundância e riqueza, podem-se sugerir algumas inferências paleoclimáticas reconhecidas no Eoceno-Oligoceno da Elevação Ceará. Assim, observa-se que o Eoceno superior, (NP20 e NP21), é caracterizado por espécies típicas de baixas latitudes e águas superficiais quentes (*Discoaster* spp., *C. formosus, R. erbae, R. dictyoda* e *R. isabellae*), com a riqueza variando de 33 a 47 táxons e a abundância de 938 a 1300 indivíduos por amostra. Já a transição Eoceno – Oligoceno é caracterizada por um aumento da abundância e um declínio da riqueza de espécies (*Reticulofenestra* spp., *Dictyococcites* spp. e *Cyclicargolithus* spp.), seguido pelo Oligoceno, (NP21 a NP25), definido por espécies típicas de águas superficiais frias (*Sphenolithus* spp., *Chiasmolithus* spp., *Helicosphaera* spp. e *C. floridanus*), onde se nota uma redução da riqueza de nanofósseis, com variações entre 25 e 34 táxons e gradual aumento da abundância que varia de 1199 a 2446 indivíduos por amostra.

Neste estudo, o intervalo Eoceno-Oligoceno é marcado por um arrefecimento gradual. Valores relativamente mais altos da riqueza específica podem indicar uma possível oligotrofia e aquecimento das águas superficiais, configurando condições favoráveis para a proliferação do nanoplâncton durante o Eoceno superior; enquanto o Oligoceno é caracterizado por uma possível eutrofia e arrefecimento das águas superficiais, o que favorece a proliferação de espécies oportunistas (Zachos *et al.*, 2003; Bown *et al.*, 2004).

Fornaciari *et al*. (2010), Toffanin *et al.* (2013) e Sezen (2014) estudaram amostras de baixas a médias latitudes e também reconheceram associações similares às descritas no *Site* 354, Atlântico Equatorial, enquanto Persico & Villa (2004), Pea (2011) e Fioroni *et al.* (2012) reconheceram, em altas latitudes, associações um pouco distintas (ricas em *C. oamaruensis*). No Oligoceno existem variadas associações de nanofósseis conforme as diferentes latitudes, devido à influência direta da glaciação, originada nesta época.

Figura 7 Curvas de Abundância e Riqueza específica. Mostrando o comportamento dos nanofósseis calcários durante o intervalo estudado (Eoceno/Oligoceno), conforme a queda das temperaturas das águas superficiais nota-se o declínio da riqueza e aumento da abundância

4 Conclusões

Neste trabalho foi realizado um estudo bioestratigráfico, com base em nanofósseis calcários, no intervalo Eoceno-Oligoceno, no *Leg* 39, *Site* 354, situado na Elevação Ceará, onde foram reconhecidas seis biozonas e um hiato. A investigação do conteúdo nanofossilífero das amostras resultou na descrição de sessenta e seis espécies e viabilizou a elaboração do zoneamento bioestratigráfico do poço.

A identificação das idades Eoceno superior e Oligoceno, diagnosticadas pelas biozonas NP-20, NP-21, NP-22, NP-23, NP-24 e NP-25 respectivamente, como ilustrado na Figura 6, foram reconhecidas. Um hiato, datado do Rupeliano médio, foi observado, suprimindo a porção inferior da biozona NP23.

Por meio da comparação entre as curvas de riqueza específica e abundância, foi possível observar uma tendência inversamente proporcional, onde no Eoceno superior nota-se o aumento da riqueza específica e redução dos valores de abundância; enquanto no Oligoceno, os valores apresentaram comportamento oposto, sugerindo um possível arrefecimento e eutrofia das águas superficiais em relação ao Eoceno superior.

5 Agradecimentos

Os autores prestam seus agradecimentos ao *Deep Sea Drilling Project (DSDP)*, pela liberação das amostras e uso das mesmas para fins acadêmicos. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE junto a CAPES. Ao CENPES/Petrobras pela utilização dos equipamentos para fotomicrografias. Ao LAGESED e MICRA, laboratórios do Departamento de Geologia da UFRJ, pela liberação do uso da infraestrutura, e ao geólogo Dr. Rogério Antunes pelos ensinamentos adquiridos.

6 Lista das espécies encontradas

Algirosphaera fabaceus (Bown *et al*., 2006) Bown *et al*., 2009.
Blackites sp. Hay & Towe, 1962
Blackites tenuis (Bramlette & Sullivan, 1961) Sherwood, 1974
Chiasmolithus titus Gartner, 1970
Clausicoccus fenestratus (Deflandre & Fert, 1954) Prins, 1979
Clausicoccus subdistichus (Roth & Hay *in* Hay *et al*., 1967) Prins, 1979
Coccolithus cachaoi Bown, 2005
Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1954) Bramlette & Sullivan, 1961

Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Coronocyclus nitescens (Kamptner, 1963) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Cyclicargolithus abisectus (Muller, 1970) Wise, 1973

Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, *in* Hay *et al*., 1967) Bukry, 1971

Discoaster adamanteus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Discoaster barbadiensis Tan, 1927

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster sp. Tan, 1927

Discoaster tanii Bramlette & Riedel, 1954

Helicosphaera bramlettei (Müller, 1970) Jafar & Martini, 1975

Helicosphaera clarissima Bown, 2005

Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon, 1967

Helicosphaera euphratis Haq, 1966

Helicosphaera intermedia Martini, 1965

Helicosphaera obliqua Bramlette & Wilcoxon, 1967

Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975

Helicosphaera reticulata Bramlette & Wilcoxon, 1967

Helicosphera robinsoniae Bown & Dunkley-Jones, 2012

Helicosphaera sp. Kamptner, 1954

Ilselithina fusa Roth, 1970

Isthmolithus recurvus Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954

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

Pedinocyclus larvalis (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1973

Pontosphaera formosa (Bukry & Bramlette, 1969) Romein, 1979

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954

Pontosphaera plana (Bramlette & Sullivan, 1961) Haq, 1971

Pontosphaera sp. Lohmann, 1902

Pyrocyclus hermosus Roth & Hay *in* Hay *et al*., 1967

Pyrocyclus orangensis Bukry, 1971

Reticulofenestra bisecta (Hay *et al*., 1966) Roth, 1970

Reticulofenestra daviesii (Haq, 1968) Haq, 1971

Reticulofenestra dictyoda (Deflandre & Fert, 1954) Stradner *in* Stradner & Edwards, 1968
Reticulofenestra erbae (Fornaciari *et al*., 2010) Bown & Newsam, 2017
Reticulofenestra hillae Bukry & Percival, 1971
Reticulofenestra isabellae (Catanzariti *et al*. *in* Fornaciari *et al*. 2010) Bown & Newsam, 2017
Reticulofenestra lockeri Müller, 1970
Reticulofenestra minuta Roth, 1970
Reticulofenestra perplexa (Burns, 1975) Wise, 1983
Reticulofenestra reticulata (Gartner & Smith, 1967) Roth & Thierstein, 1972
Reticulofenestra sp. Mohler & Wade, 1966
Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968
Sphenolithus akropodus de Kaenel & Villa, 1996
Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon, 1967
Sphenolithus distentus (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon, 1967
Sphenolithus moriformis (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967
Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon, 1967
Sphenolithus pseudoradians Bramlette & Wilcoxon, 1967
Sphenolithus radians Deflandre *in* Grassé, 1952
Sphenolithus truaxii Bergen & De Kaenel *in* Bergen *et al*. 2017
Thoracosphaera sp. Kamptner, 1944
Triquetrorhabdulus milowii Bukry, 1971
Umbilicosphaera bramlettei (Hay & Towe, 1962) Bown *et al*., 2007
Umbilicosphaera detecta (de Kaenel & Villa, 1996) Young & Bown, 2014
Umbilicosphaera jordanii Bown, 2005
Umbilicosphaera protoannulus (Gartner, 1971) Young & Bown, 2014
Zygrhablithus bijugatus (Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959

7 Referencias Bibliográficas

Antunes, R.L. 1997. *Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários.* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115p.

Bown, P.R. 1998. *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Cambridge, British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman & Hall, 328p.

Bown, P.R. & Dunkley-Jones, T. 2012. Calcareous nannofossils from the Paleogene Equatorial Pacific (IODP Expedition 320 Sites U1331–1334). *Journal of Nannoplankton, 32*(2): 3–51.

Bown, P.R. & Young, J.R. 1998. Techniques. *In:* BOWN, P.R. (ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman & Hall, London, p. 16–28.

Bown, P.R.; Lees, J.A. & Young, J.R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. *In:* THIERSTEIN, H. R. (eds.). *Coccolithophores – from molecular processes to global impact*. Springer-Verlag, London, p. 481–505.

Dunkley-Jones, T.; Bown, P.R.; Pearson, P.N.; Wade, B.S.; Coxall, H.K. & Lear, C.H. 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene-Oligocene transition of Tanzania and their implications for low-latitude primary production. *Paleoceanography, 23*: 1-14.

Fioroni, C.; Villa, G.; Persico, D.; Wise, S.W. & Pea, L. 2012. Revised middle Eocene–upper Oligocene calcareous nannofossil biozonation for the Southern Ocean. *Revue de Micropaléontologie, 55*: 53–70.

Fornaciari, E.; Agnini, C.; Catanzariti, R.; Rio, D.; Bolla, E.M. & Valvasoni, E. 2010. Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy, 7*: 229–264.

Gibbs, S.J.; Bralower, T.J.; Bown, P.R.; Zachos, J.C. & Bybell, L.M. 2006. Shelf and open ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene thermal maximum: implications for global productivity gradients. *Geology, 34*: 233–236.

Kalb, A.L. & Bralower, T.J. 2012. Nannoplankton origination events and environmental changes in the late Paleocene and early Eocene. *Marine Micropaleontology, 92*: 1–115.

Kumar, N.L. & Embley, R.W. 1977. Evolution and origin of Ceará Rise: An aseismic rise in the western equatorial Atlantic. *Geological Society American Bulletin, 88*: 683-694.

Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In:* 2ND INTERNATIONAL CONFERENCE PLANKTONIC MICROFOSSILS, 2, Rome, 1971. Proceedings of the second planktonic conference, Edizione Tecnoscienza, Rome, p. 739–785.

Matos, R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic, Atlantic Rifits and Continetal Margins. *American Geophysical Union, 115*: 331-354.

NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). 2005. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 89*(11): 1547-1591.

NOAA. 2019. Curators of Marine and Lacustrine Geological Samples Consortium: Index to Marine and Lacustrine Geological Samples. NOAA National Centers for Environmental Information. Disponível em: <https://maps.ngdc.noaa.gov/>. Acesso em: 23 mai. 2019.

Nóbrega, M. 2011. Mapeamento de estruturas do embasamento e seus limites crustais no Atlântico Equatorial, adjacente à margem brasileira. Pós Graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói. Dissertação de Mestrado, 114p.

Ogg, G.J.; Ogg, G.M. & Gradstein, F.M. 2016. *A Concise Geologic Time Scale 2016*. Amsterdam, Elsevier. 234p.

Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology, 5*: 321–325.

Okada, H. & Honjo, S. 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific.
Deep-Sea Results, *20*: 355–374.

Pälike, H.; Lyle, M.W.; Nishi, H.; Raffi, I.; Ridgwell, A.; Gamage, K.; Klaus, A.; Acton, G.; Anderson, L.; Backman, J.; Baldauf, J.; Beltran, C.; Bohaty, S.M.; Bown, P.; Busch, W.; Channell, J.E.T.; Chun, C.O.J.; Delaney, M.; Dewangan, P.; Dunkley Jones, T.; Edgar, K.M.; Evans, H.; Fitch, P.; Foster, G.L.; Gussone, N.; Hasegawa, H.; Hathorne, E.C.; Hayashi, H.; Herrle, J.O.; Holbourn, A.; Hovan, S.; Hyeong, K.; Iijima, K.; Ito, T.; Kamikuri, S.; Kimoto, K.; Kuroda, J.; Leon-Rodriguez, L.; Malinverno, A.; Moore Jr., T.C.; Murphy, B.H.; Murphy, D.P.; Nakamura, H.; Ogane, K.; Ohneiser, C.; Richter, C.; Robinson, R.; Rohling, E.J.; Romero, O.; Sawada, K.; Scher, H.; Schneider, L.; Sluijs, A.; Takata, H.; Tian, J.; Tsujimoto, A.; Wade, B.S.; Westerhold, T.; Wilkens, R.; Williams, T.; Wilson, P.A.; Yamamoto, Y.; Yamamoto, S.; Yamazaki, T. & Zeebe, R.E. 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, *488*: 609–615.

Pea, L. 2011. Eocene-Oligocene paleoceanography of the subantarctic South Atlantic: Calcareous Nannofossil reconstructions of temperature, nutrient, and dissolution history. University of Parma, Italy. Ph.D. Thesis, 205p.

Pearson, P.N.; McMillan, I.K.; Wade, B.S.; Dunkley-Jones, T.; Coxall, H.K.; Bown, P.R. & Lear, C.H. 2008. Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*, *36*: 179–182.

Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. *In:* BOLLI, H.M., SAUNDERS,
J.B., PERCH-NIELSEN, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 427–554.

Persico, D. & Villa, G. 2004. Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, *52*: 153–179.

Pospichal, J.J. & Wise Jr, S.W. 1990. Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossils of ODP Sites 689 and 690, Maud Rise, Weddell Sea. *In:* BARKER, P.F., KENNET, J.P. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 113*. College Station, Texas, p. 613–638.

Sezen, T. 2014. Oligocene-Lower Miocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy of ODP Leg 154 Hole 929A from the Western Equatorial Atlantic at the Ceara Rise. Florida State University, United States. Master Thesis, 78p.

Toffanin, F.; Agnini, C.; Rio, D.; Acton, G. & Westerhold, T. 2013. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific). *Micropaleontology*, *59*(1): 69–82.

Villa, G.; Fioroni, C.; Pea, L.; Bohaty, S.M. & Persico, D. 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, *69*(2): 173–192.

Villa, G.; Fioroni, C.; Persico, D.; Roberts, A.R. & Florindo, F. 2014. Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity. *Paleoceanography*, *29*: 223–237.

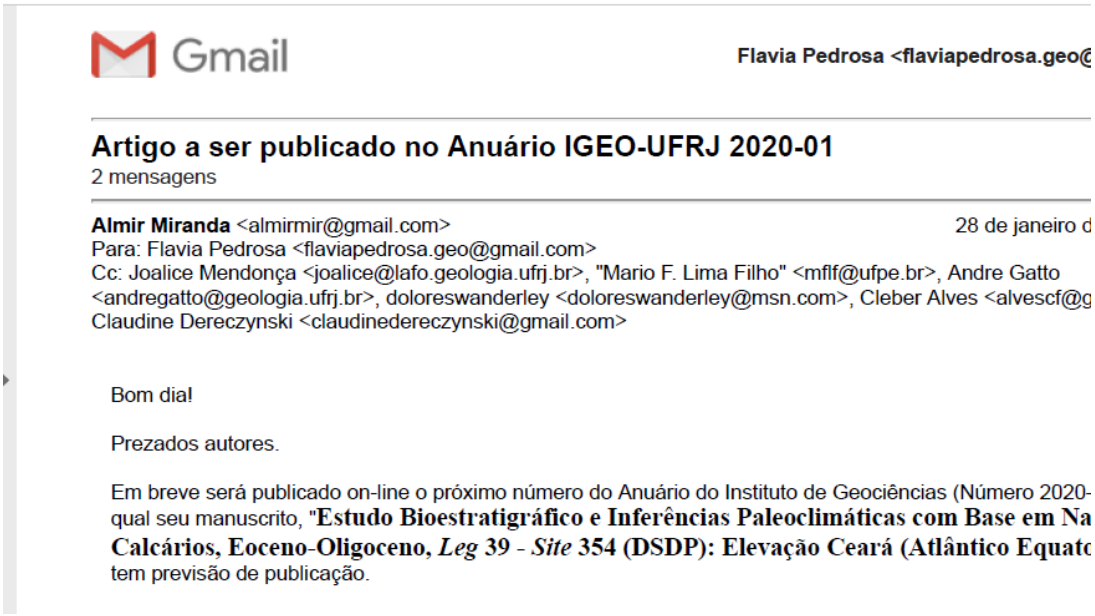
Winter, A.; Jordan, R.W. & Roth, P.H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean water. *In*: WINTER, A., SIESSER, W.G. (eds.). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, p. 161–177.

Young, J.R.; Bown P.R. & Lees J.A. 2017. Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Disponível em: <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>. Acesso em: Mar. 2018 - Jun. 2019.

Zachos, J.C.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. & Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science, 292*: 686–693.

Zachos J.C.; Wara, M.; Bohaty, S.; Delaney, M.; Petrizzo, M.; Brill, A.; Bralower, T. & Premoli-Silva, I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, *302*: 1551–1554.

Zachos, J.C.; Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature, 451*: 279-283.



Gmail Flavia Pedrosa <flaviapedrosa.geo@

Artigo a ser publicado no Anuário IGEO-UFRJ 2020-01
2 mensagens

Almir Miranda <almirmir@gmail.com> 28 de janeiro d
Para: Flavia Pedrosa <flaviapedrosa.geo@gmail.com>
Cc: Joalice Mendonça <joalice@lafo.geologia.ufrj.br>, "Mario F. Lima Filho" <mflf@ufpe.br>, Andre Gatto <andregatto@geologia.ufrj.br>, doloreswanderley <doloreswanderley@msn.com>, Cleber Alves <alvescf@g
Claudine Dereczynski <claudinedereczynski@gmail.com>

Bom dia!

Prezados autores.

Em breve será publicado on-line o próximo número do Anuário do Instituto de Geociências (Número 2020- qual seu manuscrito, "**Estudo Bioestratigráfico e Inferências Paleoclimáticas com Base em Na Calcários, Eoceno-Oligoceno, *Leg* 39 - *Site* 354 (DSDP): Elevação Ceará (Atlântico Equato** tem previsão de publicação.

ARTIGO II

Biostratigraphy and paleoecological inferences based on Oligocene calcareous nannofossils from the Ceará Rise (ODP Leg 154, Site 929A): Equatorial Atlantic Ocean

Bioestratigrafia e inferências paleoecológicas com base em nanofósseis calcários oligocênicos da Elevação Ceará (ODP Leg 154, Site 929A): Oceano Atlântico Equatorial

Anaiza Claudia Meira Devellard Fionda[1]; André Luiz Gatto Motta[2]; Claudia Maria Magalhães-Ribeiro[1]; Flávia Azevedo Pedrosa Lemos[3] & Maria Dolores Wanderley[2]

[1]Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto de Agronomia, Departamento de Geociências, Rodovia BR 465, Km7, s/n, 23890-000, Seropédica, RJ, Brasil
[2]Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Biossedimentologia e Nanofósseis Calcários, Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, 21910-916, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro-RJ, Brasil
[3]Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Bioestratigrafia Aplicada ao Petróleo, R. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 50740-467, Recife, PE, Brasil

anaizaclaudiadevellard@outlook.com; andregatto@geologia.ufrj.br; cmmagalhaesribeiro@gmail.com; flaviapedrosa.geo@gmail.com; doloreswanderley@msn.com

Abstract

The Ceará Rise is an aseismic feature located in the Equatorial Atlantic Ocean, between the Amazon Cone, Demerara Abyssal Plain and the Ceará Abyssal Plain, which represents a key area for the understanding of deep ocean facies. In the oil and gas field, the identification of calcareous nannofossil-based biozones is important for the age modeling and comprehension of depositional evolution of the sedimentary strata. The study of Oligocene calcareous nannofossil-based succession at the Ceará Rise helped to detect paleoecological trends during the Oligocene. Using a polarized

light optical microscope, fourty-four species were observed, described and accounted in fifteen samples. The biostratigraphic model includes the standard biozones NP23, NP24 and NP25, as well as the recently proposed biozone NP26 – *Clausicoccus fenestratus*. Among the species found, *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus distentus* and *Sphenolithus predistentus* were the most important biostratigraphic markers for the section. The quantification of the nannofossils, enabled the division of the studied section into eight distinct intervals according to the fluctuation in paleoproxies values and diversity indices: Interval A (CP17: Rupelian): oligotrophic assemblage of warmer surface waters; Interval B (CP18: Rupelian): temperated assemblage of mesotrophic/eutrophic surface waters; Interval C (CP18 and CP19a: Rupelian/Chattian): oligotrophic assemblage of warmer surface waters; Interval D (CP19a and CP19b: Chattian): temperate assemblage of mesotrophic/eutrophic surface waters; Interval E (CP19b: Chattian): oligotrophic assemblage of warmer surface waters; Interval F (CP19b: Chattian): temperate assemblage of oligotrophic surface waters; Interval G (CP19b: Chattian): temperated assemblage of oligotrophic surface waters; and Interval H (CN1a: Chattian): temperated assemblage of eutrophic surface waters.

Keywords: Calcareous Nannofossils; Ceará Rise; Oligocene

Resumo

A Elevação Ceará é uma feição assísmica localizada no Oceano Atlântico Equatorial, entre a Planície Abissal Demerara e a Planície Abissal do Ceará, que representa uma área chave para a compreensão de fácies oceânicas profundas. Na área de Petróleo e Gás, a identificação de biozonas com base em nanofósseis calcários é importante para o posicionamento biocronoestratigráfico e entendimento da evolução deposicional de estratos sedimentares. O estudo da sucessão oligocênica com base em nanofósseis calcários na Elevação Ceará colaborou na detecção de inferências paleoecológicas para o Oceano Atlântico Equatorial durante o Oligoceno. Com o auxílio de um microscópio óptico de luz polarizada foram observadas, descritas e contabilizadas quarenta e quatro espécies em quinze amostras, o que permitiu o biozoneamento do Site 929A, que engloba as biozonas NP23, NP24, NP25 do zoneamento padrão para nanofósseis, assim como a biozona NP26 - *Clausicoccus fenestratus*, recentemente proposta. Dentre as espécies encontradas, destacam-se os *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus*,

importantes marcadores bioestratigráficos do Oligoceno. Através da quantificação dos fósseis foi possível dividir a seção estudada em oito intervalos distintos, de acordo com as variações nos valores dos paleoproxies e dos índices de diversidade que refletem possíveis características paleoecológicas: Intervalo A (CP17: Rupeliano): associação típica de águas superficiais mais aquecidas e oligotróficas; Intervalo B (CP18: Rupeliano): associação típica de águas superficiais mais temperadas e mesotróficas/eutróficas; Intervalo C (CP18 e CP19a: Rupeliano/Chattiano): associação típica de águas superficiais mais aquecidas e oligotróficas; Intervalo D (CP19a e CP19b: Chattiano): associação típica de águas superficiais mais temperadas e mesotróficas/eutróficas; Intervalo E (CP19b: Chattiano): associação típica de águas superficiais mais aquecidas e oligotróficas; Intervalo F (CP19b: Chattiano): associação típica de águas superficiais mais temperadas e oligotróficas; Intervalo G (CP19b: Chattiano): associação típica de águas superficiais mais temperadas e oligotróficas; Intervalo H (CN1a: Chattiano): associação típica de águas superficiais mais temperadas e eutróficas.

Palavras-chave: Nanofósseis Calcários; Elevação Ceará, Oligoceno

1 Introduction

The calcareous nannofossils are widely used in biostratigraphic and paleoecological researches. This group has a number of advantages for those studies, such as the ease of sample preparation and the small size of these organisms, which contributes to the preservation of their entire hard skeletal tissues, presenting wide geographical distribution and high abundance values (Schneidermann, 1973). Due to its high recovery, population density, rapid evolution and planktonic nature, also reinforces the applicability of these organisms for age modeling (Antunes, 1997). According to Sezen (2014), the Ocean Drilling Program (ODP) Site 929A (Leg 154) was sampled in an immersed area of Ceará Rise, in the Equatorial Atlantic Ocean. The Leg 154 was proposed to elaborate a model of chemical evolution of the Cenozoic deep water working near Ceará Abyssal Plain and Ceará Rise, as well as near the Amazon Mouth Basin (Sezen, 2014).

This geomorphological feature is located under heated surface waters, which provides a great framework for the execution of this study, also providing conditions to conduct studies based on carbonate microfossils. Previous researches were conducted in

this region, with well-calibrated dating for comparison of results (Sezen, 2014; Bergen *et al*., 2017; Blair *et al*., 2017; Boesiger *et al*., 2017; Browning *et al*., 2017; de Kaenel *et al*., 2017).

Therefore, this study aims to identify and quantify the assemblage of calcareous nannofossils recovered in fifteen samples from an Oligocene section of the ODP Leg 154, Site 929A, in the Ceará Rise, proposing and age model and inferring paleoecological conditions for the studied section.

2 Geological Setting

The Ceará Rise is an aseismic zone located in the Equatorial Atlantic Ocean with approximately 3000 meters deep, limited by the Ceará Abyssal Plain to the Southeast and the Amazon Mouth Basin to the Northwest. This feature is morphologically defined as an underwater topographic rise, locted in the oceanic crust region (Curry *et al*., 1995).

According to Kumar & Embley (1977), the igneous basement of the Ceará Rise was formed around 80 my, during the Campanian, when the Mid-Atlantic Ridge, situated went through a period of intense volcanism. During the spreading of the ocean floor, the volcanic extrusion was divided into two distinct segments: the Ceará Rise was formed in the western side and the Sierra Leone Rise was formed in the eastern side (Figure 1).

The site 929A is located at the coordinates 5º58.573'N and 43º44.396'W, beneath warm surface waters of about 27ºC on the northwest flank of the Ceará Rise, under 4397 meters deep (Curry *et al*., 1995; Sezen, 2014). The section shows three stratigraphic units and the studied interval (unit III, illustrated in association with the paleoecological indices in Figure 6) consists mostly of clayey nanno-foram chalks (Curry *et al*., 1995).

[FIGURE 1 HERE]

Figure 1 Site 929A location and main associated geomorphological features (adapted from NOAA, 2018)

3 Material and Methods

Fifteen samples were prepared according to the method described on Wanderley (2004). A polarized light optical microscope (*Zeiss*), with 1000x to 1600x total

magnification, was used for the micropaleontological analysis. The identified *taxa* were classified based on the taxonomy described in Perch-Nielsen (1985), de Kaenel & Villa (1996), Bown (1998), Young *et al*. (2017), Bergen *et al*. (2017), Boesiger *et al*. (2017), and de Kaenel *et al*. (2017), through four complete traverses of the coverslip (with polarized and natural lights). Ten fixed fields of view (FOV), without overlapping, were counted and relative abundances (AR%) were calculated for each sampled depth as described in Bown & Young (1998).

The quantified population was compiled into the main taxonomic and morphometric groups (*Clausicoccus* spp., *Coccolithus pelagicus* (<14 μm), *Coccolithus eopelagicus*, *Cyclicargolithus* spp., *Discoaster* spp., *Helicosphaera* spp., *Pontosphaera* spp., *Pyrocyclus* spp., *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra haqii + Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra lockeri + Reticulofenestra daviesii*, *Reticulofenestra perplexa + Reticulofenestra bisecta*, *Sphenolithus* spp., *Thoracosphaera* spp. and *Triquetrorhabdulus* spp.), subsequently encompassed into paleoproxies (taxonomic groups with similar paleoecological signal): warm, temperate, cold, oligotrophic, meso-eutrophic, tropical and subtropical *taxa* as described in Haq & Lohmann (1976), Wei & Wise (1990), Gibbs *et al*. (2004), Persico & Villa (2004), and Villa *et al*. (2008).

4 Results and discussion

Forty-four *taxa* and morphotypes were identified and illustrated (Figures 2, 3 and 4). The photomicrographs have been ordered according to the informal taxonomic groups described in Young *et al*. (2017).

[FIGURE 2 HERE]

Figure 2 1a-b: *C. abisectus* (40-1, NP25), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 2a-b: *C. floridanus* (43-1, NP24), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 3a-b: *R. bisecta* (49-1, NP23), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 4a-b: *R. perplexa* (45-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 5a-b: *R. producta* (36-1, NP26), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 6a-b: *R. daviesii* (37-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 7a-b: *R. lockeri* (44-1, NP24), a) 90º/PL, b) 45º/PL;
8a-b: *R. haquii* (36-1, NP26), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 9a-b: *R. minuta* (41-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 10a-b: *R. dictyoda* (46-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 11a-b: *P. orangensis* (41-5, NP25), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 12a-b: *C. pelagicus* (40-1, NP25), a)

90º/PL, b) 45º/PL; 13a-c: *C. eopelagicus* (40-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL, c) 90º/NL; 14a-b: *C. fenestratus* (49-1, NP26), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 15a-b: *C. subdistichus* (38-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 16a-b: *Helicosphaera* sp. (38-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 17a-b: *H. intermedia* (43-1, NP24), a) 90º/PL, b) 90º/NL. Scale: 5 μm; PL: polarized light; NL: natural light.

[FIGURE 3 HERE]

Figure 3 1a-c: *H. euphratis* (43-1, NP24), a) 90º/PL, b) 45º/PL, c) 90º/NL; 2a-b: *H. truempyi* (40-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 3a-b: *H. recta* (45-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 4a-c: *H. obliqua* (38-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL, c) 90º/NL; 5a-b: *H. compacta* (47-1, NP23), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 6a-b: *H. robinsoniae* (50-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 7a-b: *Pontosphaera* sp. (37-1, NP25), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 8a-b: *Syphosphaera* sp. (36-1, NP26), a) 90º/PL, b) 90º/NL; 9a-c: *Discoaster* sp. (41-1, NP25), a) 90º/NL, b) 90º/NL, c) 90º/NL; 10: *D. adamanteus* (38-1, NP25), 90º/NL; 11: *D. calculosus* (36-1, NP26), 90º/NL; 12: *D. deflandrei* (44-1, NP24), 90º/NL; 13: *D. druggi* (36-1, NP26), 90º/NL; 14: *D. trinus* (36-1, NP26), 90º/NL; 15a-c: *S. truaxii* (38-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; c) 45º/PL; 16a-b: *S. abies* (37-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 17a-b: *S. apoxis* (36-1, NP26), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 18a-b: *S. moriformis* (41-5, NP25), a) 90º/PL, b) 90º/NL. Scale: 5 μm; PL: polarized light; NL: natural light.

[FIGURE 4 HERE]

Figure 4 1a-c: *S. puniceus* (37-1, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL, c) 90º/NL; 2a-b: *S. ciperoensis* (41-5, NP25), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 3a-b: *S. distentus* (43-1, NP24), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 4a-b: *S. predistentus* (46-1, NP23), a) 90º/PL, b) 45º/PL; 5a-b: *Triquetrorhabdulus* sp. (40-1, NP25), a) 45º/PL, b) 45º/NL; 6a-d: *T. carinatus* (40-1, NP25), a) 45º/PL, b) 45º/PL, c) 45º/NL, d) 45º/PL; 7a-b: *T. longus* (40-1, NP25), a) 45º/PL, b) 45º/NL 8: *T. milowii* (38-1, NP25), 45º/PL; 9: *Thoracosphaera* sp. (47-1, NP23), 90º/PL. Scale: 5 μm; PL: polarized light; NL: natural light.

4.1 Biostratigraphy

The reference biozonations used in this study were Martini (1971), Okada & Bukry (1980), and Agnini *et al*. (2014). The biozonation of Martini (1971) is based on the first and last occurrences of calcareous nannofossils from cores drilled by the Deep Sea Drilling Program (DSDP) in many latitudes (Bukry, 1973). This biozonation is

represented, in this research, by the zones NP23, NP24, NP25, and NP26. Biozones of Okada & Bukry (1980) were based on data from the ODP, recovered in the Equatorial Atlantic Ocean, and, in this study, it's covered by the zones CP17, CP18, CP19a, CP19b, and CN1a. The biozonation of Agnini *et al*. (2014) is based on drilling sequences in deep sea areas at low and medium latitudes, as well as marine sections of the ancient Tethys Sea. It is characterized, in this analysis, by the zones CNO3, CNO4, CNO5, and CNO6.

A new biozone was proposed by de Kaenel *et al*. (2017), referred as NP26, which is positioned at the top of Oligocene, between the top of NP25 biozone and the base of NN1 biozone. The NP26 was first studied by Martini (1971) and then amended by de Kaenel *et al*. (2017) so its lower limit has shifted to newer ages. Okada & Bukry (1980) revealed a "NP26" informal zone, corresponding to CN1 - *Cyclicargolithus abisectus*. This biozonation uses the higher occurrence of *Sphenolithus ciperoensis* (24.215 million years) as a consistent biohorizon for the base of this zone, as the the top is marked by the lower occurrence of *Discoaster druggi* (10-15 μm) in 23.155 million years (de Kaenel *et al*., 2017).

The studied section shows its base in Lower Oligocene - Rupelian (NP23 biozone) with average depth of 461 meters below sea floor. The top of the range is located in Upper Oligocene - Chattian (biozone NP26) with average depth of 335 meters below sea floor. The biozones in this work are in accordance with previous zonations of Curry *et al*. (1995) and Sezen (2014), for the same Leg, differing only in the detection of the recent described NP26 and the biozononation of Agnini *et al*. (2014) for the Site. All the detected zones and respective depths and ages were plotted with the nannofossils stratigraphic ranges in Figure 5.

[FIGURE 5 HERE]

Figure 5 Calcareous nannofossils biostratigraphic distribution for Site 929A. Species organized in order of last occurrences.

4.2 Paleoecological Inferences

The calcareous nannofossil population studied at Site 929A was divided into eight intervals described according to the comparison of the AR% of the paleoproxies and diversity indices (Figure 6) as the number of individuals [N], species richness [S],

dominance [D], equitability [J], and the Shannon diversity index [H]' (Shannon, 1948; McNaughton & Wolf, 1970; Gotelli & Colwell, 2001; Whittaker *et al*., 2001).

Discoaster spp. and *Sphenolithus* spp. are generally considered as tropical warm and oligotrophic *taxa* (Gibbs et al., 2004; Villa *et al*., 2008). *Helicosphaera* spp. are adapted to warm coastal and platform environments, with high nutrient availability, being limited to low latitudes and shallow seas (Wei & Wise, 1990). *Cyclicargolithus* spp. does not show preferential temperature (Persico & Villa, 2004), but according to Wei & Wise (1990), this group is better suited to temperate environments and medium latitudes. *R. bisecta* is adapted to low and medium latitudes, preferring temperate waters (Wei & Wise, 1990). However, results from Haq & Lohmann (1976) characterized the species as high latitudes *taxa*.

Reticulofenestra daviesii and *C. pelagicus* are adapted to eutrophic cold waters from high to medium latitudes, evidenced by the increase in the number of individuals during the Oi-1 (Oxygen Isotope Event) cooling event in the Oligocene, and *Reticulofenestra* spp. ≤ 4 μm could indicate heated meso-eutrophic waters (Persico & Villa, 2004).

This comparative dataset enabled the identification of eight intervals of paleoecological trends, as described below in chronological order:

Interval A: occurs in samples 49-1 and 50-1 (CP17: Rupelian), showing a typical assemblage of warmer oligotrophic surface waters, composed of subtropical species, associated with the increase of richness, number of individuals, equitability and Shannon diversity and decrease of dominance, suggesting favorable conditions to nannoplankton development.

Interval B: occurs between the samples 46-1 and 49-1 (CP18: Rupelian), showing a typical assemblage of temperate mesotrophic/eutrophic surface waters, composed of subtropical latitude species, associated with the increase of dominance and decrease of richness, number of individuals, equitability and Shannon diversity, suggesting some influence of terrigenous input.

Interval C: occurs between the samples 44-1 and 46-1 (CP18 and CP19a: Rupelian/Chattian), showing a typical assemblage of warmer oligotrophic surface waters, composed of tropical latitude species, associated with the increase of richness, number of individuals, equitability and Shannon diversity values and decrease of dominance, suggesting favorable conditions to nannoplankton development.

Interval D: occurs between the samples 44-5 and 44-1 (CP19a and CP19b: Chattian), showing a typical assemblage of temperate mesotrophic/eutrophic surface waters, composed of subtropical latitude species, associated with the increase of the number of individuals, equitability and Shannon diversity, associated with low decrease of richness and dominance, showing week evidence of eutrophic opportunism.

Interval E: occurs between the samples 40-1 and 41-5 (CP19b: Chattian), showing a typical assemblage of warmer oligotrophic surface waters, composed of tropical species, associated with the increase of richness, number of individuals and dominance, and decrease of equitability and Shannon diversity, which could indicate an abrupt input of warmer surface waters, with strong indicators of increased nutrient levels in the lower portion of the interval, and stabilization of paleoceanographic conditions in the upper portion.

Interval F: occurs in the samples 39-1 and 40-1 (CP19b: Chattian), showing a typical assemblage of more temperate oligotrophic surface waters, composed of subtropical latitude species, associated with the increase of dominance and decrease of richness, number of individuals, equitability and Shannon diversity, suggesting a possible transitional environment between warm and cold surface waters, with gradual increase in eutrophic indicators, pointing out a possible establishment of opportunistic populations.

Interval G: occurs between the samples 37-1 and 39-1 (CP19b: Chattian), showing a typical assemblage of temperate oligotrophic surface waters, composed of typical subtropical latitude species, associated with the increase of richness, equitability and Shannon diversity, and decrease of the number of individuals and dominance, suggesting a transitional surface water environment with possible fluctuation and mixing between higher trophic levels at the base and top of the interval with the central portion with decreased nutrient levels.

Interval H: occurs in samples 36-1 and 37-1 (CN1a: Chattian), showing a typical assemblage of temperate eutrophic surface waters, composed of subtropical species, associated with the increase of richness, number of individuals, equitability and Shannon diversity, and decrease of dominance, suggesting a possible colder surface water environment and increased nutrient levels due terrigenous input or increased influence of deep thermohaline water masses (upwelling).

[FIGURE 6 HERE]

Figure 6 Paleoecological indices and paleoproxies AR% values for the site 929A

5 Conclusions

The qualitative and quantitative calcareous nannofossil analysis of the ODP 929A Oligocene section enabled the identification of fourty-four species, with three biostratigraphic markers (*S. ciperoensis, S. distentus* and *S. predistentus*) and four standard biozones: NP23, NP24, NP25 (Martini, 1971) and NP26 (Martini, 1971 *emend*. de Kaenel *et al.*, 2017), equivalent to the zones CP17, CP18, and subzones CP19a, CP19b and CN1 (Okada & Bukry, 1980), and CNO3, CNO4, CNO5 and CNO6 (Agnini *et al*., 2014). In this research, the recently proposed biozone NP26 - *Clausicoccus fenestratus* (de Kaenel *et al*., 2017) was detected in sample 36-1 (≅ 330,50 mbsf) of the studied section, marking the Uppermost Oligocene, between the NP25 and NN1 zones. The most common *taxa* (*Clausicoccus* spp., *C. pelagicus* (<14 μm), *C. eopelagicus, Cyclicargolithus* spp., *Discoaster* spp., *Helicosphaera* spp., *Pontosphaera* spp., *Pyrocyclus* spp., *R. dictyoda, R. haqii + R. minuta, R. lockeri + R. daviesii, R. perplexa + R. bisecta, Sphenolithus* spp., *Thoracosphaera* spp. e *Triquetrorhabdulus* spp.) and quantified, allowing a comparative interpretation of the paleoproxies and diversity index, enabling the division of the section into eight intervals (A-H), which reflects fluctuations in temperature and nutrient levels of surface waters, setting a cyclicity of these parameters all through the Oligocene in the Ceará Rise.

Finally, we suggest the comparison between the quantification of calcareous nannofossils in higher sample resolutions, with the comparative quantification of dissolution levels of coccoliths and nanoliths, for future researches, in order to identify intervals of greater interference of diagenetic effects on the paleoecological signal.

6 Acknowledgements

The authors would like to thank the Ocean Drilling Program (ODP) for the samples and the Sedimentary Geology Laboratory (LAGESED-UFRJ) for the photomicrographs.

7 References

Agnini, C.; Fornaciari, E.; Raffi, I.; Catanzariti, R.; Pälike, H.; Backman, J. & Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy, 47*: 131-181.

Antunes R.L. 1997. *Introdução ao Estudo dos Nanofósseis Calcários*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Série didática, 115p.

Bergen, J.; De Kaenel, E.; Blair, S.; Boesiger, T. & Browning, E. 2017. Oligocene-Pliocene Taxonomy and Stratigraphy of the genus Sphenolithus in the Circum North Atlantic Basin: Gulf of Mexico and ODP Leg 154. *Journal of Nannoplankton Research, 37* (2-3): 77-122.

Blair, S.; Bergen, J.; De Kaenel, E.; Browning, E. & Boesiger, T.M. 2017. Upper Miocene-Lower Pliocene taxonomy and stratigraphy in the circum North Atlantic Basin: radiation and extinction of Amauroliths, Ceratoliths and the *D. quinqueramus* lineage. *Journal of Nannoplakton Research, 37*(2-3): 113-144.

Boesiger, T.M.; De Kaenel, E.; Bergen, J.A.; Browning, E.; & Blair, S.A. 2017. Oligocene to Pleistocene taxonomy and stratigraphy of the genus *Helicosphaera* and other placolith taxa in the circum North Atlantic Basin. *Journal of Nannoplankton Research, 37* (2-3): 145-175.

Bown, P.R. 1998. *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Cambridge, British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman & Hall, 328p.

Bown, P.R. & Young, J.R. 1998. Techniques. *In*, BOWN, P.R. (ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publication Series, 16-28.

Browning, E.; Bergen, J.A.; Blair, S.A.; Boesiger, T.M. & de Kaenel, E. 2017. Late Miocene to Late Pliocene taxonomy and stratigraphy of the genus *Discoaster* in the circum North
Atlantic Basin: Gulf of Mexico and ODP Leg 154. *Journal of Nannoplankton Research, 37*(2-3): 189-214.

Bukry, D. 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *In*: EDGAR, N.T.; SAUNDERS J.B. *et al*. (eds.) *Initial Report Deep Sea Drilling Project, 15*: 685-703.

Curry, W.B.; Shackleton, N.J.; Richter, C.; *et al*. 1995. *Proc. ODP, Init. Reptorts. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 337-417.

De Kaenel, E.; Bergen, J.A.; Browning, E.; Blair, S.A. & Boesiger, T.M. 2017. Uppermost Oligocene to Middle Miocene *Discoaster* and *Catinaster* taxonomy and stratigraphy in the circum North Atlantic Basin: Gulf of Mexico and ODP Leg 154. *Journal of Nannoplankton Research, 37*(2-3): 215-244.

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.

Gibbs, S.J.; Shackleton, N.J. & Young, J.R. 2004. Identification of dissolution patterns in nannofossil assemblages: A high-resolution comparison of synchronous records from Ceara Rise, ODP Leg 154. *Paleoceanography, 19*(1): 1-12.

Gotelli, N.J. & Colwell, R.K. 2001. Quantifying biodiversity: procedures and pitfalls in the measurement and comparison of species richness. *Ecology Letters, 4*(4): 379-391.

Haq, B.U. & E Lohmann, G.P. 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology, 1*:119-194.

Kumar, N. & Embley, R.W. 1977. Evolution and origin of Ceará Rise: An aseismic rise in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. America Bull., 88*: 683-694.

Martini, E. 1971. Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In*: CONFERENCE OF PLANKTON MICROFOSSILS, 2, Rome, 1970. Proceedings of the second planktonic conference, Edizione Tecnoscienza, Rome, p. 737-785.

McNaughton, S.J. & Wolf, L.L. 1970. Dominance and the Niche in Ecological Systems. *Science. 167*(3915): 131-139.

NOAA. 2018. Curators of Marine and Lacustrine Geological Samples Consortium: Index to Marine and Lacustrine Geological Samples (IMLGS). NOAA National Centers for Environmental Information. Available in: <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/sample_index/>. Access: 14 Nov. 2018.

Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology, 5*: 321-325.

Perch-Nielsen, K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils / Cenozoic calcareous nannofossils. *In*: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B., PERCH-NIELSEN K. (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge. p. 329-554.

Persico, D. & Villa, G. 2004. Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology, 52*(1-4): 153-179.

Schneidermann, N. 1973. Deposition of coccoliths in the compensation zone of the Atlantic Ocean. *In*: CALCAREOUS NANNOFOSSIL SYMPOSIUM. Houston, p. 140-151.

Sezen, T. 2014. *Oligocene-Lower Miocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy of ODP Leg 154 Hole 929A from the Western Equatorial Atlantic at the Ceará Rise*. College of Arts and Sciences, Florida State University. Dissertation, Master of Science, 70p.

Shannon, C.E. 1948. A mathematical theory of communication. *The Bell System Technical Journal, 27*, 379-423.

Villa, G.; Fioroni, C.; Pea, L.; Bohaty, S. & Persico, D. 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, site 748. *Marine Micropaleontology, 69*(1): 173-192.

Wanderley, M.D. 2004. Nanofósseis Calcários. *In*: CARVALHO I.S. (ed.) *Paleontologia*. Editora interciência, p. 285-296.

Wei, W. & Wise, S.W. 1990. Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 79*(1-2): 29-61.

Whittaker, R.J., Willis, K.J. & Field, R. 2001. Scale and species richness: towards a general, hierarchical theory of species diversity. *Journal of Biogeography, 28*(4): 453-470.

Young, J.R.; Bown P.R. & Lees J.A. 2017. Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Disponível em: <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>. Access in: Mar. 2016 - Nov. 2018>.

Gmail Flavia Pedrosa <flaviapedrosa.geo@g

Artigo a ser publicado no Anuário IGEO-UFRJ 2020-01

5 mensagens

Almir Miranda <almirmir@gmail.com> 27 de janeiro de 2
Para: anaizaclaudiadevellard@outlook.com, Andre Gatto <andregatto@geologia.ufrj.br>, cmmagalhaesribeiro@gmail.com, Flavia Pedrosa <flaviapedrosa.geo@gmail.com>, doloreswanderley <doloreswanderley@msn.com>, Joalice Mendonça <joalice@lafo.geologia.ufrj.br>, Claudine Dereczynski <claudinedereczynski@gmail.com>

Boa Tarde!

Prezados autores.

Em breve será publicado on-line o próximo número do Anuário do Instituto de Geociências (Número 2020-01 qual seu manuscrito, "**Biostratigraphy and paleoecological inferences based on Oligocene calcar nannofossils from the Ceará Rise (ODP Leg 154, Site 929A): Equatorial Atlantic Ocean**", tem previsão de publicação.

ANEXO D - PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS E CURSOS

UFPE
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO ACADÊMICO DE VITÓRIA – CAV
NÚCLEO DE BIOLOGIA

DECLARAÇÃO

Declaramos, para fins de comprovação, que **Flávia Azevedo Pedrosa Lemos** foi professora substituta desta Instituiçao de Ensino Superior, ministrando as disciplinas abaixo discriminadas, pertencentes ao curso de Licenciatura em Ciências Biológicas deste Centro Acadêmico, conforme tabela abaixo:

Disciplina	Semestre	Carga Horária/Semestre
BIOL0081 - ESTRUTURA E DINÂMICA DA TERRA	2017.1	35 horas
BIOL0092 - FUNDAMENTOS DA BIOLOGIA	2017.1	6 horas
BIOL0041 - PALEONTOLOGIA	2017.1	85 horas

Vitória de Santo Antão, 27 de setembro de 2018.

Simeyde Souza Lesa Pereira Magalhães
Núcleo de Ciências Biológicas
Centro Acadêmico de Vitória/UFPE
Coordenadora do Núcleo de Ciências Biológicas
SIAPE: 1742838

UFPE

Rua Alto do Reservatório, S/N, Bela Vista, Vitória de Santo Antão – PE, CEP: 55.608 – 680
Telefone: (81)3114-4109/4119 | sgc.cav@gmail.com | www.ufpe.br/cav

UFPE

Recife, 01 de Outubro de 2018

Declaração

Declaro, para os devidos fins, que a aluna do Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFPE, **Flavia Azevedo Pedrosa,** participou do Projeto de Extensão "CONFECÇÃO DE COLEÇÕES DIDÁTICAS DE MICROPALEONTOLOGIA", coordenado por mim, Prof. Enelise Katia Piovesan.

O projeto objetivou divulgar o conhecimento micropaleontológico básico e aplicado, visando sua difusão entre os estudantes. Para isso, foi confeccionada uma coleção didática de microfósseis, visando a observação prática dos grupos e elaborado um catálogo informativo e com atividades práticas, a fim de facilitar o entendimento dos conceitos e métodos envolvidos em Micropaleontologia.

A referida aluna foi Ministrante/Colaboradora, totalizando uma carga horária de 130 horas. O projeto teve início em 15/08/2016 e término em 15/08/2017. O documento comprobatório segue em anexo.

Estou à disposição para qualquer esclarecimento que se fizer necessário pelo e-mail: katiapiovesan@gmail.com.

Atenciosamente,

Profa. Enelise Katia Piovesan

Siape: 2182604

XXV Congresso Brasileiro de Paleontologia
Ribeirão Preto-SP 2017
17 a 21 de Julho de 2017
Vida no tempo profundo
a evolução através dos fósseis

CERTIFICADO

Certificamos que **Flávia Azevedo Pedrosa** participou do ***XXV Congresso Brasileiro de Paleontologia***, realizado de 17 a 21 de julho em Ribeirão Preto, SP, Brasil, na qualidade de **congressista**.

Max Cardoso Langer
Presidente da Sociedade Brasileira de Paleontologia
Presidente da Comissão Organizadora

Annie Schamaltz Hsiou
Primeira Tesoureira da Sociedade Brasileira de Paleontologia
Vice-Presidente da Comissão Organizadora

Promoção

Organização/Financiamento

VIII GeoSciEd 2018 – 8th Quadrennial Conference of the International Geoscience Education Organisation (IGEO)
Geosciences for Everyone
VIII Simpósio Nacional de Ensino e História de Ciências da Terra / EnsinoGEO-2018
Geociências para Todos
Campinas – São Paulo – Brazil, July 2018

EnsinoGEO 2018

We hereby certify that

FLAVIA FLAVIA PEDROSA

participated and attended the **VIII Conference of the International Geoscience Education Organization and VIII National Symposium of Earth Sciences Teaching and History** at the city of Campinas, Brazil, from July 22nd to 27th, 2018.

workload 36 hours

President
Pedro Wagner Gonçalves

Promotion
Sociedade Brasileira de Geologia

General Coordinator
Rosely Aparecida Liguori Imbernon

Realization
University of Campinas
International Geoscience Education Organisation

INA17
Santos, Brazil

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
IO Instituto Oceanográfico

São Paulo, 15 de Outubro de 2019.

A quem possa interessar,

A Associação Internacional de Nanoplâncton (INA), realizou seu 17 Encontro bianual na cidade de Santos - SP, no período de 15 a 20 de Setembro de 2019. O INA é a uma associação internacional que contou com 105 participantes neste Encontro. Felipe Toledo, professor do Instituto Oceanográfico da USP, é presidente da Comissão Organizadora.

Deste modo, venho por meio desta, certificar que **Flávia Azevedo Pedrosa** fez parte do Comitê Organizador do INA17 e atuou efetivamente em todas atividades relacionadas ao evento.

Cordiais saudações,

Felipe A. L. Toledo
Presidente do Comitê Organizador do INA17

Instituto Oceanográfico
Universidade de São Paulo
Pça.do Oceanográfico, 191, sala 181
São Paulo-SP, Brasil, 05508-120
Tel: 55-11-30916675

INA 17

17th INTERNATIONAL NANNOPLANKTON ASSOCIATION MEETING

September 15-20, 2019 | Santos, Brazil

CERTIFICATE

We hereby certify that the paper entitled,"Biostratigraphic study of Paleogene calcareous nannofossils from DSDP Leg 39, Site 354: Ceara Rise - equatorial Atlantic" by the authors: Flávia Azevedo Pedrosa; André Luiz Gatto Motta; Cleber Fernandes Alves; Maria Dolores Wanderley; Mário Ferreira de Lima Filho
was presented as POSTER presentation at the **17th International Nannoplakton Association Meeting 2019**, that took place at the Sheraton Hotel, Santos, SP, Brazil, from September 15th to 19th, 2019.

Santos, September 19th, 2019

Felipe Toledo
President of the INA17

Promotion
INA International Nannoplankton Association Foundation

Realization

Sponsor
PETROBRAS
PÁTRIA AMADA BRASIL
CAPES
FAPESP
ZEISS
BugWare, Inc.

RIO 2018 49º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA

20 a 24 de agosto de 2018
Centro de Convenções Sul América
Rio de Janeiro - RJ

CERTIFICADO

Certificamos que o resumo

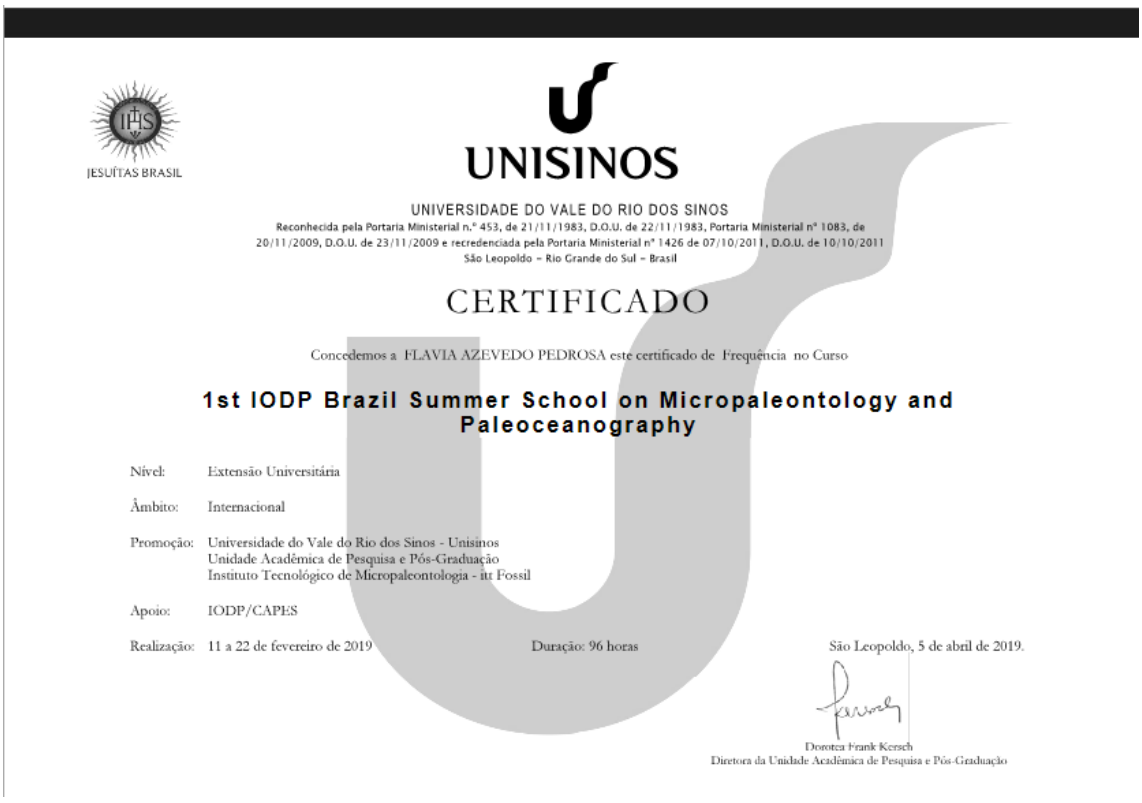
ESTUDO BIOESTRATIGRÁFICO DO PALEÓGENO (EOCENO-OLIGOCENO) COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS DO LEG 39, SITE 354 (DSDP): ELEVAÇÃO CEARÁ (ATLÂNTICO EQUATORIAL).

foi apresentado em formato POSTER durante o **49º Congresso Brasileiro de Geologia / 9º Simpósio do Cretáceo do Brasil / VII Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados**, realizado entre 20 a 24 de agosto de 2018 no Rio de Janeiro-RJ, tendo como autor(es):**FLÁVIA AZEVEDO PEDROSA LEMOS; ANDRÉ LUIZ GATTO MOTTA; CLEBER FERNANDES ALVES; MARIA DOLORES WANDERLEY; MARIO DE LIMA FILHO**

Rio de Janeiro, 24 de agosto de 2018.

Hemani Aquini Fernandes Chaves
Presidente da Comissão Organizadora do 49ºCBG e Presidente SBG - RJ/ES

Núcleo Rio de Janeiro



JESUÍTAS BRASIL

UNISINOS

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
Reconhecida pela Portaria Ministerial n.º 453, de 21/11/1983, D.O.U. de 22/11/1983, Portaria Ministerial nº 1083, de 20/11/2009, D.O.U. de 23/11/2009 e recredenciada pela Portaria Ministerial nº 1426 de 07/10/2011, D.O.U. de 10/10/2011
São Leopoldo - Rio Grande do Sul - Brasil

CERTIFICADO

Concedemos a FLAVIA AZEVEDO PEDROSA este certificado de Frequência no Curso

1st IODP Brazil Summer School on Micropaleontology and Paleoceanography

Nível: Extensão Universitária

Âmbito: Internacional

Promoção: Universidade do Vale do Rio dos Sinos - Unisinos
Unidade Acadêmica de Pesquisa e Pós-Graduação
Instituto Tecnológico de Micropaleontologia - itt Fossil

Apoio: IODP/CAPES

Realização: 11 a 22 de fevereiro de 2019 Duração: 96 horas

São Leopoldo, 5 de abril de 2019.

Dorotea Frank Kersch
Diretora da Unidade Acadêmica de Pesquisa e Pós-Graduação