

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
UNIDADE ACADÊMICA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
NÍVEL DE MESTRADO

**FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO PALEOCENO NO
TESTEMUNHO DSDP *Site* 356, PLATÔ DE SÃO PAULO,
ATLÂNTICO SUL: BIOESTRATIGRAFIA E INFERÊNCIAS
PALEOECOLÓGICAS**

GUILHERME KRAHL

São Leopoldo

2016

**FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO PALEOCENO NO TESTEMUNHO
DSDP Site 356, PLATÔ DE SÃO PAULO, ATLÂNTICO SUL:
BIOESTRATIGRAFIA E INFERÊNCIAS PALEOECOLÓGICAS**

Área de Concentração: Geologia Sedimentar

Linha de Pesquisa: Paleontologia Aplicada

Tema de interesse: Micropaleontologia – Foraminíferos planctônicos

GUILHERME KRAHL

ORIENTADOR: Prof. Dr. Gerson Fauth (Universidade do Vale do Rio dos Sinos)

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo A.M. Koutsoukos (Universität Heidelberg)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Felipe Antônio de Lima Toledo (Instituto Oceanográfico-USP)

Prof. Dr. Rodrigo Scalise Horodyski (Universidade do Vale do Rio dos Sinos)

Dissertação de mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos, como parte dos requisitos necessários á obtenção do título de Mestre em Geologia.

K89f

Krahl, Guilherme.

Foraminíferos planctônicos do Paleoceno no testemunho DSDP site 356, platô de São Paulo, Atlântico Sul : bioestratigrafia e inferências paleoecológicas / Guilherme Krahl. – 2016.

vi, 43, 45 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2016.

“Orientador: Prof. Dr. Gerson Fauth (Universidade do Vale do Rio dos Sinos) ; co-orientador: Prof. Dr. Eduardo A.M. Koutsoukos (Universität Heidelberg).”

1. Foraminíferos planctônicos. 2. Paleoceno. 3. Bioestratigrafia. 4. Paleoceanografia. I. Título.

CDU 55

A dissertação de mestrado

“FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS DO PALEOCENO NO TESTEMUNHO DSDP Site 356, PLATÔ DE SÃO PAULO, ATLÂNTICO SUL: BIOESTRATIGRAFIA E INFERÊNCIAS PALEOCEANOGRÁFICAS”

apresentada por **Guilherme Krahl**

foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de


MESTRE EM GEOLOGIA pela seguinte banca examinadora:



Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo
Universidade de São Paulo
(Participação por webconferência) *



Dr. Rodrigo Scalise Horodyski
Universidade do Vale do Rio dos Sinos



Prof. Dr. Gerson Fauth
Presidente da Banca Examinadora
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

** Na presente sessão, fica o orientador autorizado a assinar pelo professor que integra a banca via webconferência.*

São Leopoldo, 29 de julho de 2016.

Por definição de ciência:

“corpo de conhecimentos sistematizados adquiridos via observação, identificação, pesquisa e explicação de determinadas categorias de fenômenos e fatos, e formulados metódica e racionalmente”

A dita racionalidade, eis umas das palavras mais bem utilizadas pela sociedade, algo que nos torna não seres superiores sob o aspecto genético em diferentes magnitudes, mas sim: **humanos** capazes de antever as consequências.

SUMÁRIO

Lista de Figuras	i
Lista de Tabelas	iv
Resumo	v
Abstract	vi
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
3. ÁREA DE ESTUDO	5
4. ARCABOUÇO TEÓRICO	6
4.1. Taxonomia e radiações evolutivas.....	7
4.2. Bioestratigrafia do Paleoceno.....	16
4.3. Discussões Paleoceanográficas.....	19
4.3.1. Paleoecologia dos foraminíferos planctônicos (relação $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$)...19	
5. MATERIAIS E MÉTODOS	28
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	31
7. RESULTADOS (MANUSCRITO)	43

Lista de Figuras

- Figura 1.** Reconstituição paleogeográfica do Atlântico para o intervalo do K/Pg, com a localização do testemunho DSDP Site 356 (modificado de www.paleomap.scotese.gov/eu).....5
- Figura 2.** Consenso filogenético dos eucariontes (modificado de Baldauf 2008).....9
- Figura 3.** Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos macroperfurados ou perfurados normais, sem espinhos, pertencentes às famílias Hedbergellidae e Truncorilaloididae. **1a-c:** *Globanomalina planocompressa* (356-28-6, 76-77.5; 407,26m). **d.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça, sem a presença de espinhos. **2a-c:** *Praemurica nikolasi* (356-29-1, 75-78; 409,25m). **d:** detalhe da textura da carapaça cancelada sem a presença de espinho. **3a-c:** *Praemurica taurica* (356-28-6, 76-77.5; 407,26m). **d:** detalhe da textura cancelada sem espinho. **4a-c:** *Igorina albeari* (356-23-5, 68-70; 357,68m). **5a-c:** *Morozovella velascoensis* (356-23-6, 359,36m). **d:** detalhe mostrando a presença de murica na carapaça, juntamente a sua periferia. **6a-c:** *Acarinina strabocella* (356-23-1, 74-75.5; 352,24m).....11
- Figura 4.** Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos macroperfurados ou perfurados normais, com presença de espinhos, pertencentes a família Globigerinidae. **1a-c:** *Parasubbotina varioespira* (356-22-4, 74-76; 347,24m). **d:** detalhe da textura cancelada com presença de espinho. **e:** detalhe na superfície cancelada, mostrando uma pequena perfuração do espinho. **2a-c:** *Eoglobigerina edira* (356-28-6, 76-77.5; 407.26m). **b:** detalhe na textura da carapaça mostrando a carapaça cancelada com espinhos. **3a-b.** *Subbotina trivialis* (356-29-3, 25-27; 411.75m).....12

Figura 5. Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos microperfurados, pertencentes as famílias Guembelitríidae, Heterohelicidae e Chiloguembellinidae. **1a:** *Guembelitra cretacea* (356-29-2,145-148; 411,45m). **b:** detalhe da textura lisa com a presença de “pore mounds”. **2a-c:** *Parvularugoglobigerina longiapertura* (356-29-2, 145-148; 411,20m). **d:** detalhe da textura da carapaça lisa a fracamente pustulosa. **3a –b:** *Globoconusa daudjergensis* (356-29-2, 95-97; 410,95m). **c:** detalhe mostrando a presença de pústulas pontiagudas na superfície. **4a:** *Reactoguembelina cretacea* (356-26-3, 76-78; 383,76m). **b.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça. **5a-b:** *Woodringina hornerstownensis* (356-28-6, 76-77.5; 407,56m). **c.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça; **6a-b:** *Chiloguembelina midwayensis* (356-27-2, 77-78.5; 391,77m). **c.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça.....13

Figura 6. Relação filogenética dos foraminíferos planctônicos perfurados normais ou macroperfurados do Paleoceno e sua amplitude estratigráfica (modificado de Olsson *et al.* 1999). Abreviações: C.MO.: Características Morfológicas; D.: Daniano; S.: Selandiano; T.: Tanetiano.....15

Figura 7. Relação filogenética dos foraminíferos planctônicos microperfurados do Paleoceno e sua amplitude estratigráfica [modificado de Liu & Olsson (1992) e Olsson *et al.* (1999)]. Abreviações: C.MO.: Características Morfológicas; D.: Daniano; S.: Selandiano; T.: Tanetiano.....15

Figura 8. Bioestratigrafia e bioeventos descritos por Gradstein *et al.* (2012); Zonas bioestratigráficas de Berggren *et al.* (1995). A notação “P” (Berggren & Miller 1988) refere-se ao Paleoceno.....18

Figura 9. Modelo latitudinal na variação da temperatura da coluna d'água. Água mais quente e estratificada em baixas latitudes e menos estratificada em altas latitudes. Gradiente de temperatura da coluna d'água relacionado diretamente a latitude (modificado de Garrison, 2012).....	20
Figura 10. Sistema trófico na superfície dos oceanos (“ <i>Trophic Resouce Continuum</i> ” TRC; adaptado de Hallock 1987 e Hallock <i>et al.</i> , 1991), estratégias ecológicas (Koutsoukos, 1996) e esquema de distribuição dos foraminíferos planctônicos na coluna d'água segundo assinaturas isotópicas.	22
Figura 11. Foraminíferos planctônicos e sua distribuição na coluna d'água. Sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ utilizado para reconstituições dos habitats ecológicos no meio pelágico marinho.....	23
Figura 12. Modelo hipotético para a variação de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, com base em observações para espécies com e sem simbiontes fotossintéticos (simbiose; Modificado de Norris 1996) e modelo para interpretações de habitats dos foraminíferos planctônicos na coluna d'água (ex.: Pearson <i>et al.</i> 2001; Aze <i>et al.</i> 2011; Birch 2012; Birch <i>et al.</i> 2013; Sexton <i>et al.</i> 2006).....	24
Figura 13. Perfil litológico da seção estudada, com a posição do nível estratigráfico das amostras analisadas. Modificado de Persch-Nielsen <i>et al.</i> (1977).....	31

Lista de Tabelas

TABELA 1. Classificação dos foraminíferos (hábito planctônicos) com base em diferentes autores. Sistemática com base em critérios morfológicos (Loeblich & Tappan 1988, Sem Gupta 1999, Olsson *et al.* 1999, Mikhalevich 2004, Kaminski 2005) e genéticos (Pawlowski *et al.* 2013).....7

TABELA 2. Definição dos ecogrupos com a composição química associada e/ou limite geográfico das assinaturas utilizadas neste trabalho. A definição dos grupos 1 a 4, com textura macroporifurada (porifurados normais), utilizam como base as assinaturas geoquímicas de Aze *et al.* (2011). Os grupos 5 e 6, referem-se as espécies com textura microporifurada e HETEROHELICIDAE. Abreviações: MACRO: Macroporifurados; MICRO: Microporifurados.....25

TABELA 3. Relação das espécies com seus respectivos ecogrupos e referências bibliográficas das assinaturas geoquímicas. Ecogrupos de 1 a 2 definidos por Aze *et al.* (2011).....27

TABELA 4. Relação das espécies com seus respectivos ecogrupos e referências bibliográficas das assinaturas geoquímicas. Ecogrupos de 3 e 4 definidos por Aze *et al.* (2011), grupos 5 e 6 (oportunistas) estabelecidos com base em assinaturas isotópicas e textura da carapaça.28

Resumo

O Paleoceno caracteriza-se por um intervalo que sucede o evento de extinção em massa do K/Pg, o qual afetou diversos grupos fósseis. Seu estudo, portanto, revela não apenas padrões sequenciais de radiação evolutiva como processos relacionados à complexa recuperação dos ecossistemas marinhos. Devido a suas características ecológicas os foraminíferos planctônicos são uma importante ferramenta paleoceanográfica para a compreensão da evolução físico-química dos sistemas pelágicos, bem como da evolução do grupo ao longo do Paleoceno. Neste contexto, este trabalho objetiva a caracterização bioestratigráfica e paleoecológica com base em foraminíferos planctônicos paleógenos do testemunho DSDP Site 356 (Leg 39), localizado no Atlântico Sul ocidental.

Palavras chave: Foraminíferos planctônicos, Paleoceno, Bioestratigrafia, Paleoecologia.

Abstract

The Paleocene is characterized by an interval that succeeds the K-Pg mass extinction event which affected several fossil groups. In its study reveals not only a sequential pattern of evolutionary radiation but also processes related to the complex recovery of marine ecosystems. Due to their ecological characteristics the planktonic foraminifera are an important paleoceanographic tool for the understanding of the physicochemical evolution of marine pelagic systems as well as the evolution of the group along the Paleocene. In this context, this paper aims to conduct a biostratigraphic and paleoecological analysis based on Paleogene planktonic foraminifera assemblages (Danian/Selandriano) from the DSDP Site 356 (Leg 39) drilled in the western South Atlantic.

Key words: Planktonic foraminifera, Paleocene, Biostratigraphy, Paleocology.

1. INTRODUÇÃO

Os foraminíferos são organismos protistas (eucariontes), que podem ter hábito de vida bentônico, vivendo na interface água/sedimento (epifaunais), nos primeiros centímetros de sedimentos (infaunais), ou planctônico, que habitam a coluna d'água (Loeblich & Tappan 1988, Sen Gupta 1999, Molina 2004). Os foraminíferos planctônicos são exclusivamente marinhos (zooplâncton) e secretam uma carapaça calcária facilmente preservada nos sedimentos, tendo sua ocorrência controlada por condições ecológicas, tais como: temperatura, salinidade, profundidade da lâmina d'água, nutrientes e teor de CaCO₃ (Boltovskoy & Wright 1976, Hemleben *et al.* 1989, Sen Gupta 1999). Os foraminíferos planctônicos são heterotróficos, que consomem tanto protistas autotróficos e heterotróficos, pequenos metazoários e detritos orgânicos (Hemleben *et al.* 1989). Ao mesmo tempo, algumas formas possuem simbiontes fotossintéticos como forma de complementar a alimentação (Molina 2004). Sua alta taxa de especiação, ao longo do tempo geológico, faz dos foraminíferos planctônicos um dos grupos fósseis mais estudados em sucessões sedimentares marinhas (Armstrong & Brasier 2005). Devido a estas características, os foraminíferos planctônicos são de grande importância para estudos paleoceanográficos, paleoecológicos e bioestratigráficos, servindo como excelente ferramenta na datação de estratos sedimentares (Molina 2004, Boudagher-Fadel 2012).

O Paleoceno (entre 66,04 Ma e 56 Ma.; Gradstein *et al.* 2012) caracteriza-se por apresentar condições paleoceanográficas consideradas estáveis e quentes (Oberhänsli & Hsü 1986). A tendência climática global entre o Neocretáceo (Maastrichtiano) e o Eoceno (“*Eocene Climatic Optimum*”) assinalam temperaturas mais elevadas, bem como um baixo gradiente latitudinal de temperatura, decorrentes da

condição climática *greenhouse*, dominante neste período. Sobreposta a esta tendência, vários eventos paleoclimáticos de curta duração são observados em diferentes configurações paleogeográficas, designados eventos hipertermiais (Quillévéré *et al.* 2008, Vandenberghe *et al.* 2012). Além disso, este período é caracterizado por uma extinção em massa na sua porção inferior, limite Cretáceo/Paleógeno (K/Pg), que culminou com o desaparecimento de aproximadamente 81% da biota global (Ogg *et al.* 2008), estando entre as cinco maiores extinções do planeta (Vandenberghe *et al.* 2012). Este evento afetou significativamente os padrões físico-químicos e biológicos dos oceanos, com profundas alterações no ciclo do carbono marinho após o K/Pg (D'Hondt 2005), cujos efeitos principais foram : (i) uma queda no teor e acumulação de carbonato de cálcio nos sedimentos marinho; (ii) colapso entre as águas superficiais e profundas, com impacto no gradiente isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}$).

No limite K/Pg, o ecossistema marinho foi seriamente afetado, marcado no registro fóssil pela extinção de mais que 50% dos gêneros em ambientes pelágicos (Sepkoski 1996, D'Hondt 2005). Durante o intervalo ocorreu a redução de aproximadamente 90% da diversidade de espécies de foraminíferos planctônicos, das quais sobreviveram, somente aquelas com características oportunistas (estrategistas-r) e/ou comuns de ambientes de altas latitudes (Bown 2005). A diversidade da fauna de foraminíferos planctônicos, anterior a este evento, foi de aproximadamente 50 espécies, que incluíram gêneros de tamanho grande e ornamentados, como: *Contusotruncana*, *Racemiguembelina*, *Abathomphalus* e *Globotruncana* (Caron 1985). Estes gêneros extintos são considerados formas especialistas (estrategista-K) no sistema pelágico marinho (Molina 2015), estando por sua vez, relacionados a uma boa oxigenação da coluna d'água (coluna d'água bem estratificada; em ordem de profundidade na zona de mistura, termoclina e subtermoclina).

Após o limite K/Pg, somente cinco espécies de foraminíferos planctônicos sobreviveram ao evento de extinção (Olsson *et al.* 1999, Liu & Olsson 1992): (a) com carapaça perfurada normal (macroperfurada; Aze *et al.* 2011, Birch *et al.* 2012), representada pelas espécies *Hedbergella holmdelensis* e *H. monmouthensis*; (b) com carapaça microperfurada, representada pelas espécies *Guembelitra cretacea*, *Rectoguembelina cretacea* e *Zeauvigerina waiparaensis*. As primeiras espécies que surgiram na base do Paleoceno são: *Paleoglobigerina alticonusa*, *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Woodrighina claytonensis* e *Paleoglobigerina fodina*. Estas espécies são amplamente distribuídas, uma vez que a maior parte pode ser encontrada na maioria das seções estudadas. Com exceção da *Woodrighina claytonensis*, as demais foram extintas nas primeiras fases do Paleoceno (Molina, 2015).

De acordo com Coxall *et al.* (2006), dois estágios de expansão evolutiva dos foraminíferos planctônicos são propostos, relacionados a reestruturação do ciclo do carbono marinho: (i) uma rápida fase que estabeleceu formas de carapaça simples e com baixa diversidade; (ii) surgimento de espécies com quilha e murica (tipo de ornamentação) na textura da carapaça (gêneros: *Morozovella*, *Acarinina* e *Igorina*), aproximadamente 4 Ma. após o evento de extinção, relacionado a presença de simbiontes fotossintéticos (Norris 1996). Os eventos de radiação evolutiva que sucedem o K/Pg tem fundamental importância para datação dos sedimentos marinhos, com ampla aplicabilidade na bioestratigrafia. Estes bioeventos permitem subdividir o Paleoceno em sete zonas (P0 a P5) e em oito subzonas (P1a,b,c; P3a,b; P4a,b,c), de acordo com o esquema zonal de Berggren *et al.* (1995).

O Paleoceno representa um intervalo de aproximadamente 10 Ma. que sucede um evento de extinção em massa, cujo estudo revela padrões sequenciais de radiação evolutiva, sobrevivência, extinção entre vários grupos fósseis, permitindo a compreensão do complexo processo de recuperação do ecossistema marinho, amplamente afetado na extinção do K/Pg. Dada suas características, os foraminíferos planctônicos fornecem *proxies* para a compreensão da evolução físico-química do sistema pelágico marinho, nos estudos paleoceanográficos, bem como o entendimento dos processos evolutivos envolvidos no Paleoceno.

No contexto da recuperação do ecossistema pelágico global e do grau de complexidade dos parâmetros ambientais que influenciam a dinâmica populacional da biota de foraminíferos planctônicos (ex.: estruturação da zona fótica e temperatura), este trabalho visa contribuir na compreensão dos eventos paleoceanográficos do Atlântico Sul ocidental para o Paleoceno, tendo em vista o número reduzido de trabalhos com base em foraminíferos planctônicos (ex.: Koutsoukos 1996 e 2014) para a região.

1. OBJETIVOS

Este estudo consiste na análise da assembleia de foraminíferos planctônicos recuperados em um testemunho do DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), com o propósito de identificar variações na diversidade e abundância da biota, correlacionando-as com possíveis flutuações nas condições do sistema pelágico marinho.

Os principais objetivos propostos neste trabalho são:

- (a) Realizar estudo biostratigráfico da seção estudada, tendo em vista a alta taxa evolutiva dos foraminíferos planctônicos neste intervalo;

(b) Correlacionar eventos paleoceanográficos com base na frequência relativa dos táxons, segundo grupos de afinidade ecológica estabelecida para o Paleoceno, além das análises bioestatísticas, integrando-as com as discussões paleoecológicas e tendências evolutivas das biotas de foraminíferos planctônicos.

2. ÁREA DE ESTUDO

O testemunho analisado (Leg 39, Site 356) foi perfurado na porção leste do Platô de São Paulo (Lat.: 28°17.22'S; Long.: 41°05.28'W), em uma profundidade de 3.175 m (Figura 1). O Platô de São Paulo é uma feição fisiográfica, cuja área e significância geológica lhe conferem importância equivalente às demais províncias, apresentando uma influência significativa na evolução estrutural e sedimentar da Bacia de Santos (Freitas 2006). Esta feição estende-se desde o paralelo 20°S, na altura da Cadeia de Vitória-Trindade, até o paralelo 28°S, na porção final da Bacia de Santos, que alcança uma largura de 500 km (Freitas 2006). O limite superior do Platô de São Paulo situa-se a profundidades que variam de 1.600 a 2.900 metros e sua borda externa, entre 3.000 e 3.300 metros profundidade (Alves 1999).

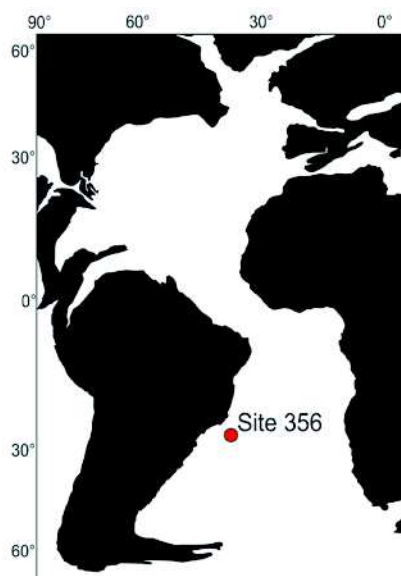


Figura 1. Reconstituição paleogeográfica do Atlântico para o intervalo do K/Pg, com a localização do testemunho DSDP *Site 356* (modificado de www.paleomap.scotese.gov/eu).

O embasamento do platô é constituído por crosta continental estirada, com intensa intrusão de material vulcânico. Sua evolução está relacionada ao soergimento crustal de origem termal na margem sudoeste do Brasil, e posteriormente, aos esforços distensivos do rifte, já no início da ruptura do Gondwana (Macedo 1990). Kumar & Gambôa (1979) e Meisling *et al.* (2001) sugerem a presença de uma cadeia vulcânica com direção SW-NE na porção mais distal do platô, que corresponderia a uma falha na cadeia meso-oceânica em um domínio de crosta continental estirada.

O registro sedimentar do Platô de São Paulo pode ser dividido em sete unidades litoestratigráficas, abrangendo as idades do Albiano ao Recente (Persch-Nielsen *et al.* 1977), observado com base no estudo do testemunho DSDP Leg 39 *Site 356*. Dada à sua localização, a sedimentação do Platô de São Paulo em relação à Bacia de Santos, possui evidente afinidade genética, tendo uma correlação direta com esta bacia. A seqüência cenozóica (Unidades 1 a 4) estudada no presente trabalho, é constituída por sedimentação carbonática hemipelágica e por intercalações de argilitos e vazas de radiolários e diatomáceas (Persch-Nielsen *et al.* 1977).

3. ARCABOUÇO TEÓRICO

O Paleoceno, entre 66,04 Ma. e 56 Ma. (Gradstein *et al.* 2012), é uma Era caracterizada por uma extinção em massa no seu limite inferior, que afetou aproximadamente 81% da biota do planeta (Ogg *et al.* 2008). O intervalo de tempo que sucede esta extinção em massa evidencia uma ampla recuperação dos ecossistemas globais. A recuperação quase contínua do material recuperado e a excelente preservação das carapaças permitem a realização de um estudo detalhado na compreensão dos

bioeventos envolvidos durante o Paleoceno. A partir da interpretação paleoecológica, baseada na composição faunística e na interpretação de dados bioestatísticos, este trabalho propõem relacionar os eventos paleoceanográficos ocorridos na porção Ocidental do Atlântico Sul com as zonas reconhecidas, bem como fornecer uma revisão e discussão bibliográfica a cerca da seção analisada.

4.1 Taxonomia e radiações evolutivas

Levando em consideração a sistemática filogenética dos seres vivos, os organismos podem ser classificados em três grandes domínios: *Bacteria*, *Archaea* e *Eucarya*, este último caracterizado por apresentar o núcleo celular separado por uma membrana (eucariontes). Conceitualmente os foraminíferos são eucariontes, pertencem ao Reino *Protozoa*, Filo *Granuloreticulosa*, Supergrupo *Rhizaria*, Classe *Foraminifera* e Ordem *Globigerinina* (Olsson *et al.* 1999) o qual incluem os foraminíferos com hábito de vida planctônico (Fig. 2). No entanto os foraminíferos podem ser agrupados segundo diferentes sistemáticas encontradas na literatura com base em caracteres morfológicos (Loeblich & Tappan 1988, Sen Gupta 1999, Olsson *et al.* 1999, Mikhalevich 2004, Kaminski 2005) e com base em dados genéticos (Pawlowski *et al.* 2013) (Tabela 1).

TABELA 1. Classificação dos foraminíferos (hábito planctônicos) com base em diferentes autores. Sistemática com base em critérios morfológicos (Loeblich & Tappan 1988, Sen Gupta 1999, Olsson *et al.* 1999, Mikhalevich 2004, Kaminski 2005) e genéticos (Pawlowski *et al.* 2013).

Loeblich & Tappan (1988)	Sen Gupta (1999)	Olsson <i>et al.</i> (1999)	Mikhalevich (2004)	Kaminski (2005)	Pawlowski <i>et al.</i> (2013)
<i>Ordem</i> Foraminiferida <i>Subordem</i> Globigerinina	<i>Ordem</i> Foraminifera <i>Subordem</i> Globigerinina	<i>Classe</i> Foraminifera <i>Ordem</i> Globigerinina	<i>Ordem</i> Foraminifera <i>Classes</i> Rotaliata Globigerinana	<i>Ordem</i> Foraminifera <i>Subordem</i> Globigerinida	<i>Classe</i> Globothalemea <i>Ordem</i> Rotalia

Os foraminíferos planctônicos são onívoros se alimentando de diatomáceas, algas, bactérias, partículas orgânicas ou larvas de metazoários. Ao mesmo tempo, algumas formas possuem simbiontes fotossintéticos como forma de complementar a alimentação (Hemleben, *et al.*, 1989). De forma análoga com algas encontradas em corais, e outros invertebrados marinhos, a simbiose em foraminíferos planctônicos fornece carbono orgânico e nutriente para o acolhimento “em troca” de suporte estrutural e proteção. Em foraminíferos planctônicos modernos a fotossimbiose são crisofilas e/ou dimoflagelados, e podem viver tanto no citoplasma ou entre os espinhos risopodiais (Hemleben, *et al.*, 1989). Fotossimbiose parece ser estreitamente relacionado ao habitat como a maioria dos foraminíferos planctônicos com fotosimbiose são encontrados em águas superficiais oligotróficas, em regiões tropicais e subtropicais. Nessas regiões, onde a disponibilidade de nutrientes muitas vezes limita produtividade, a presença de fotosimbiose pode incorrer em uma vantagem ecológica e / ou evolutiva seletiva. Através da atividade fotossintética da simbiote, a maior parte do carbono orgânico necessários para o crescimento e respiração do hospedeiro é fornecida e, durante os períodos de escassez de alimentos, digestão dos simbiontes pode melhorar as chances de sobrevivência (Hemleben, *et al.*, 1989).

A taxonomia, realizada com base nas características morfológicas das carapaças dos foraminíferos planctônicos (Figuras 3, 4 e 5), é de fundamental importância para a interpretação quali-quantitativa dos dados gerados para o estudo destes organismos. A identificação taxonômica apresentada no presente estudo, fundamenta-se no trabalho de Olsson *et al.* (1999).

A taxonomia dos foraminíferos planctônicos do Paleoceno inferior é problemática por diversas razões (Pearson 1993). Primeiro, os indivíduos são muito pequenos e em sua maioria não especializados, cujo conjunto de caracteres que ajudam

a delinear os taxa, não são abundantes. Segundo, dentro desta problemática, as populações deste período parecem possuir uma plasticidade morfogênica incomum, mais curta, fator que não se verifica nas linhagens posteriores e que pode indicar a ocorrência de grupos que passaram por uma rápida radiação adaptativa. Um terceiro ponto a ser considerado, que no limite K/Pg é constatada com frequência a ocorrência de um gap estratigráfico ou uma variação litológica, sendo que as faunas possuem geralmente baixa preservação e são aparentemente misturadas com as formas retrabalhadas do Cretáceo.

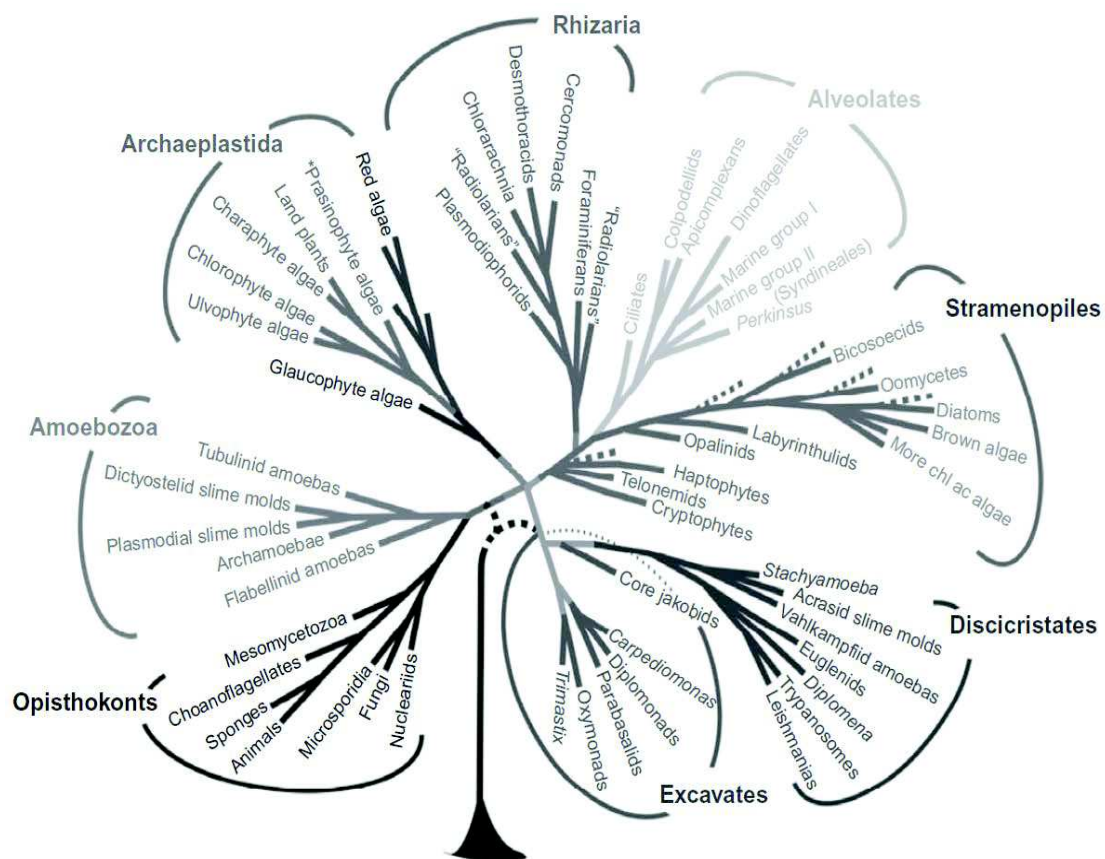


Figura 2. Consenso filogenético dos eucariontes (modificado de Baldauf 2008).

Olsson *et al.* (1999 e 1992) diferenciam os foraminíferos planctônicos em dois grandes grupos: carapaça microperfurada (diâmetro do poro <math><1 \mu\text{m}</math>) e perfurada normal

(diâmetro do poro entre 1 e 8 μm), esta última também designada como macroperfurada (ex.: Aze *et al.* 2011, Birch *et al.* 2012). Neste contexto, os foraminíferos planctônicos do Paleoceno podem ser classificados em quatro grandes grupos: (1) microperfurados; (2) perfurados normais com textura lisa; (3) perfurados normais com textura cancelada e com espinhos; (4) perfurados normais com textura cancelada e sem espinhos.

A classificação taxonômica dos macroperfurados (perfurados normais) é realizada de acordo com a textura da parede da carapaça, normalmente agrupada em: (i) cancelada com espinhos, incluindo os gêneros *Eoglobigerina*, *Parasubbotina* e *Subbotina*; (ii) cancelada (praemuricada) e sem espinhos, incluindo os gêneros *Igorina* e *Praemurica*; (iii) parede lisa, incluindo os gêneros *Hedbergella* e *Globanomalina*; (iv) textura muricada, incluindo os gêneros *Acarinina* e *Morozovella*. A classificação dos táxons microperfurados inclui os gêneros *Guembelitria*, *Globoconusa*, *Parvularugoglobigerina*, *Woodringina*, *Chiloguembelina*, *Rectoguembelina*, e *Zeauvigerina*.

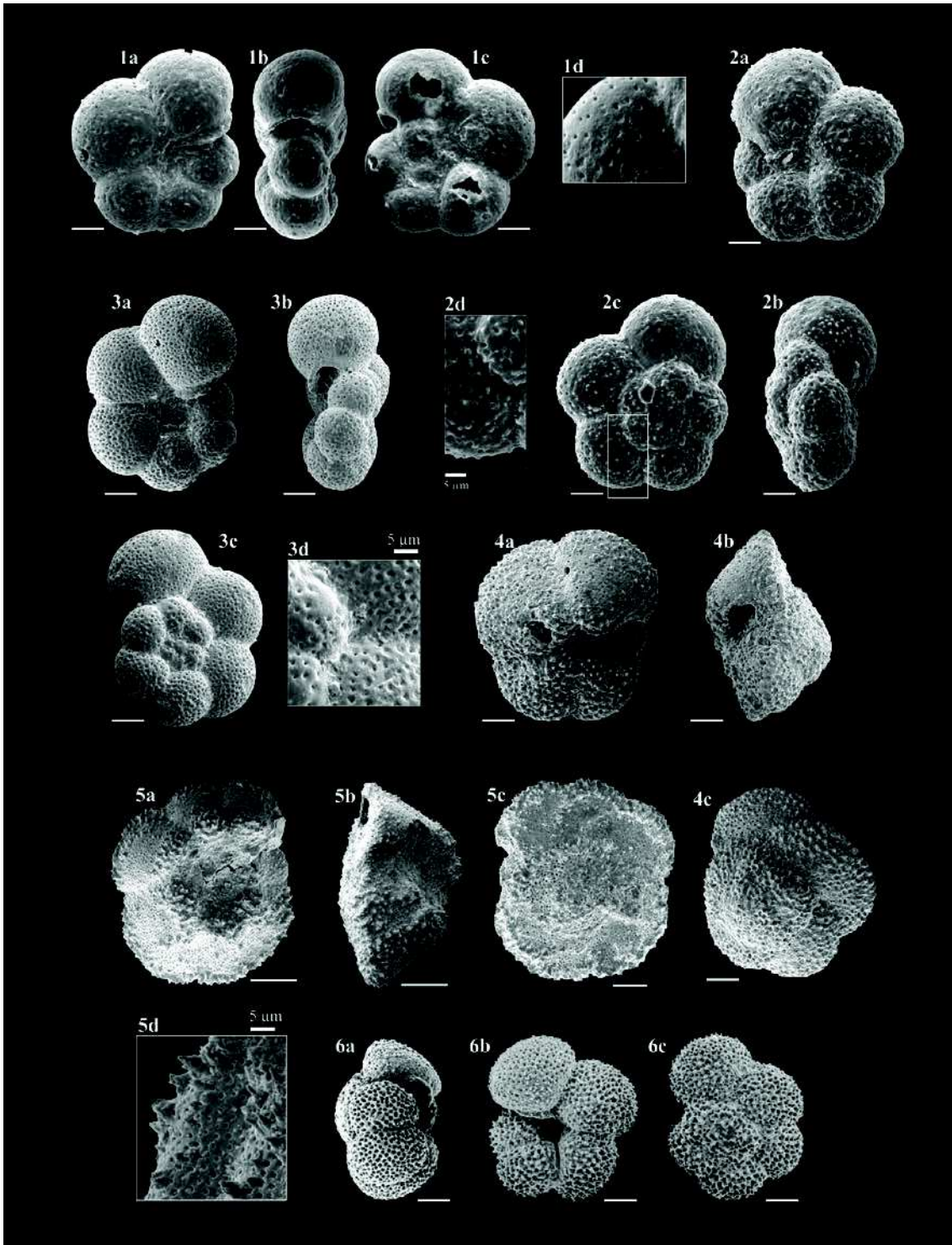


Figura 3. Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos macroperfurados ou perfurados normais, sem espinhos, pertencentes às famílias Hedbergellidae e Truncorilaloididae. . **1a-c**: *Globanomalina planocompressa* (356-28-6, 76-77.5; 407,26m). **d**. detalhe mostrando a textura lisa da carapaça, sem a presença de espinhos. **2a-c**: *Praemurica nikolasi* (356-29-1, 75-78; 409,25m). **d**: detalhe da textura da carapaça cancelada sem a presença de espinho. **3a-c**: *Praemurica taurica* (356-28-6, 76-77.5; 407,26m). **d**: detalhe da textura cancelada sem espinho. **4a-c**:

Igorina albeari (356-23-5, 68-70; 357,68m). **5a–c**: *Morozovella velascoensis* (356-23-6, 359,36m). **d**: detalhe mostrando a presença de murica na carapaça, juntamente a sua periferia. **6a–c**: *Acarinina strabocella* (356-23-1, 74-75.5; 352,24m).

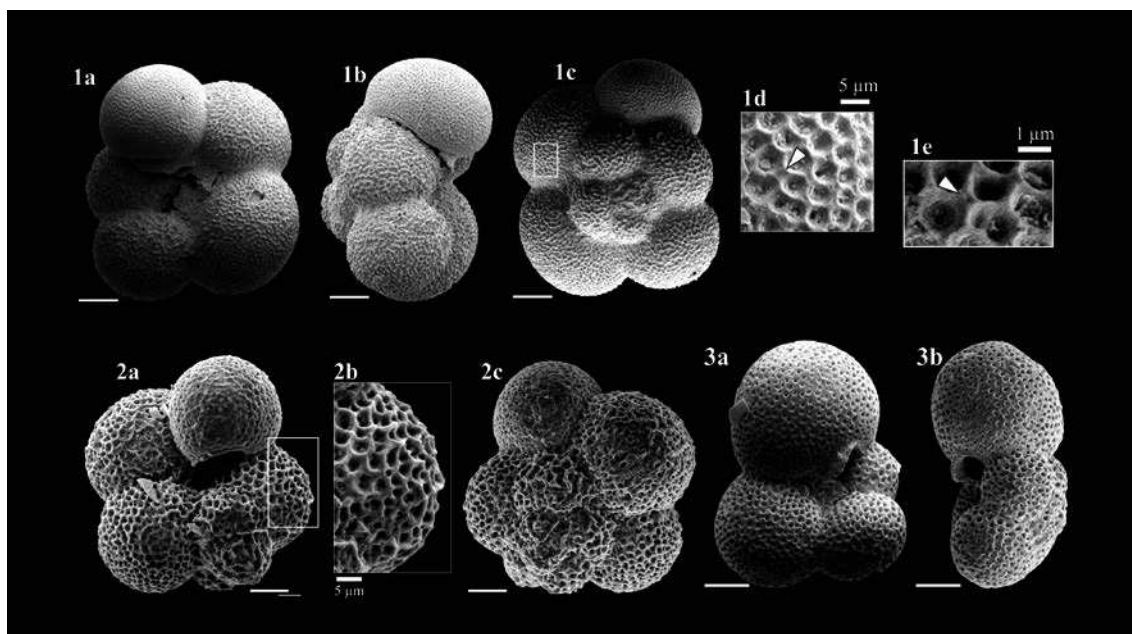


Figura 4. Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos macroperfurados ou perfurados normais, com presença de espinhos, pertencentes a família Globigerinidae. **1a–c**: *Parasubbotina varioespira* (356-22-4, 74-76; 347,24m). **d**: detalhe da textura cancelada com presença de espinho. **e**: detalhe na superfície cancelada, mostrando uma pequena perfuração do espinho. **2a–c**: *Eoglobigerina edira* (356-28-6, 76-77.5; 407,26m). **b**: detalhe na textura da carapaça mostrando a carapaça cancelada com espinhos. **3a–b**: *Subbotina trivialis* (356-29-3, 25-27; 411,75m).

Em relação à filogenia, são estabelecidas oito linhagens para os foraminíferos planctônicos (Ordem *Globigerinina*) sendo, quatro para perfurados normal ou macroperfuradas (Olsson *et al.* 1999) e quatro para microperfuradas (Liu & Olsson 1992). Para espécies macroperfuradas (Figura 6) são reconhecidas: (i) linhagem com espinhos e textura cancelada, representada pelos gêneros *Eoglobigerina-Parasubbotina-Subbotina* (Familia *Globigerinidae*); (ii) linhagem sem espinhos e com textura cancelada, representada pelos gêneros *Praemurica* e *Igorina* (Familia

Truncorotaloiddidae); (iii) linhagem sem espinhos e com textura muricada, representada por *Acarinina* e *Morozovella* (Familia *Truncorotaloiddidae*); (iv) linhagem sem espinhos e com textura lisa, representada pelo gênero *Globanomalina* (Familia *Hedbergellidae*).

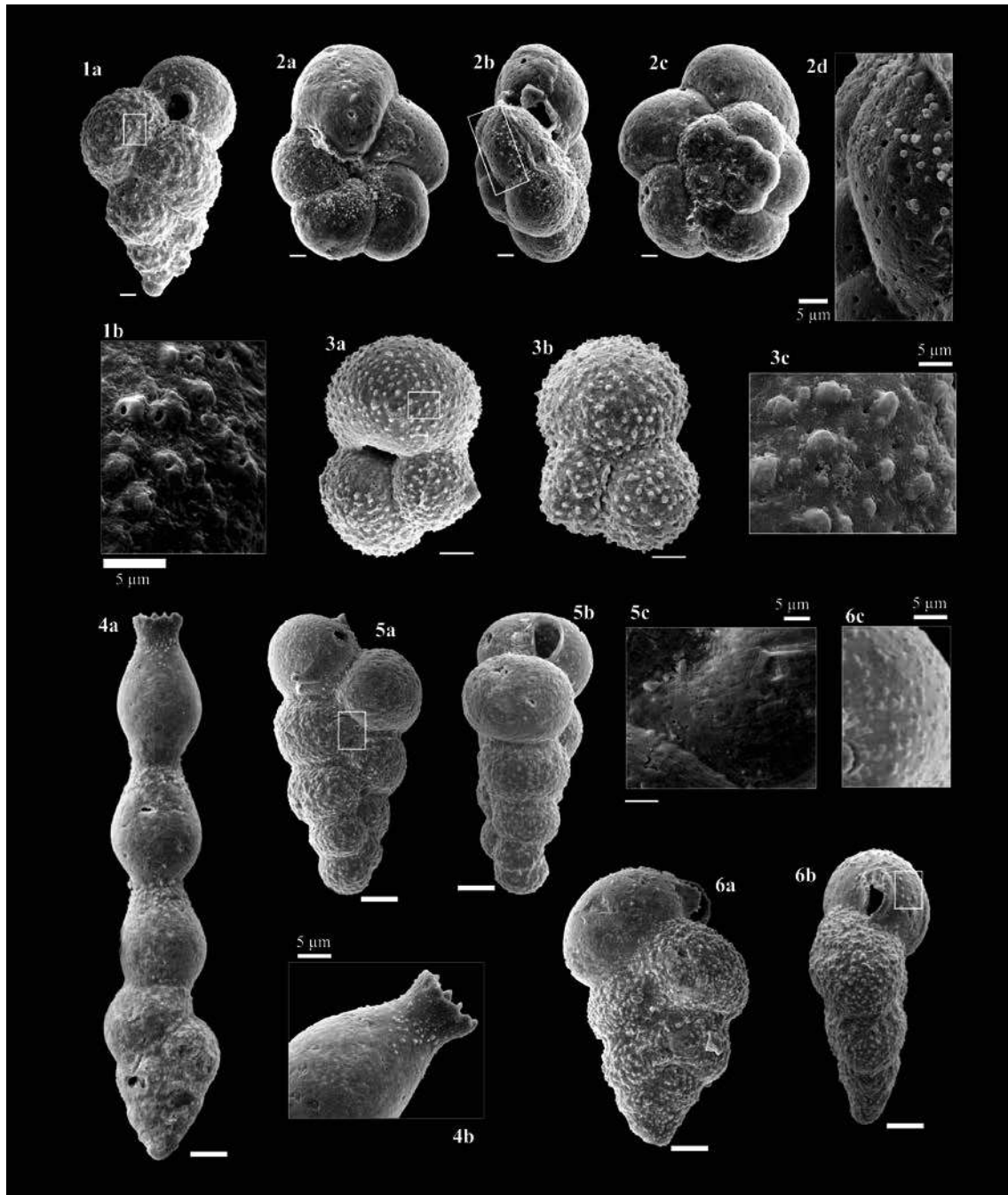


Figura 5. Esquema com textura e ornamentações da carapaça de foraminíferos planctônicos microperfurados, pertencentes as famílias Guembelitríidae, Heterohelicidae e Chiloguembellinidae. 1a:

Guembelitra cretacea (356-29-2,145-148; 411,45m). **b.** detalhe da textura lisa com a presença de “*pore mounds*”. **2a-c:** *Parvularugoglobigerina longiapertura* (356-29-2, 145-148; 411,20m). **d.** detalhe da textura da carapaça lisa a fracamente pustulosa. **3a –b:** *Globoconusa daudjergensis* (356-29-2, 95-97; 410,95m). **c.** detalhe mostrando a presença de pústulas pontiagudas na superfície. **4a:** *Reactoguembelina cretacea* (356-26-3, 76-78; 383,76m). **b.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça. **5a-b:** *Woodringina hornerstownensis* (356-28-6, 76-77.5; 407,56m). **c.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça; **6a-b:** *Chiloguembelina midwayensis* (356-27-2, 77-78.5; 391,77m). **c.** detalhe mostrando a textura lisa da carapaça

Na linhagem contendo as espécies microperfuradas (Figura 7) são reconhecidas:

- (i) linhagem com textura lisa a fracamente pustulosa, representada pelos gêneros *Guembelitra* e *Woodringina* (Familia *Guembelitriidae*) e *Chiloguembelina* (Familia *Chiloguembeliniidae*), das quais o gênero *Guembelitra* pode apresentar “*pore mounds*”;
- (ii) linhagem com textura hispida e pústulas pontiagudas, trocoide a bilobada, representada por *Globoconusa* (Familia *Guembelitriidae*);
- (iii) linhagem pustulosa a lisa, representada pelo gênero *Parvularugoglobigerina* (Familia *Guembelitriidae*);
- (iv) linhagem *Parvularugoglobigerina alabamiensis* [inicialmente reportada como *Guembelitra* por Liu & Olsson (1992)], derivada da espécie *G. cretacea*, com desenvolvimento de uma carapaça trocoespiral, porém com pouca modificação na textura da parede. A diferenciação morfológica dos gêneros *Chiloguembelina* (*Chiloguembelinidae*) e *Woodringina* (*Guembelitridae*), nem sempre é de fácil diagnose, onde a textura microperfurada, a abertura assimétrica e o eixo do enrolamento “torcido” caracterizam o gênero *Chiloguembelina*. No entanto, a característica que distingue *Chiloguembelina* e *Woodringina*, é dada pelo tipo de enrolamento: bisserial em *Chiloguembelina* e inicialmente trisserial nas câmaras iniciais, tornando-se bisserial nas câmaras finais do gênero *Woodringina* (Olsson *et al.*, 1999). A família *Heterohelicidae*, representada pelos gêneros *Rectoguembelina* e *Zeauvigerina*, caracteriza-se por

apresentar textura pustulosa a lisa, com enrolamento das câmaras bisserial a trisserial (trocoide) e sobrevivente ao limite K/Pg.

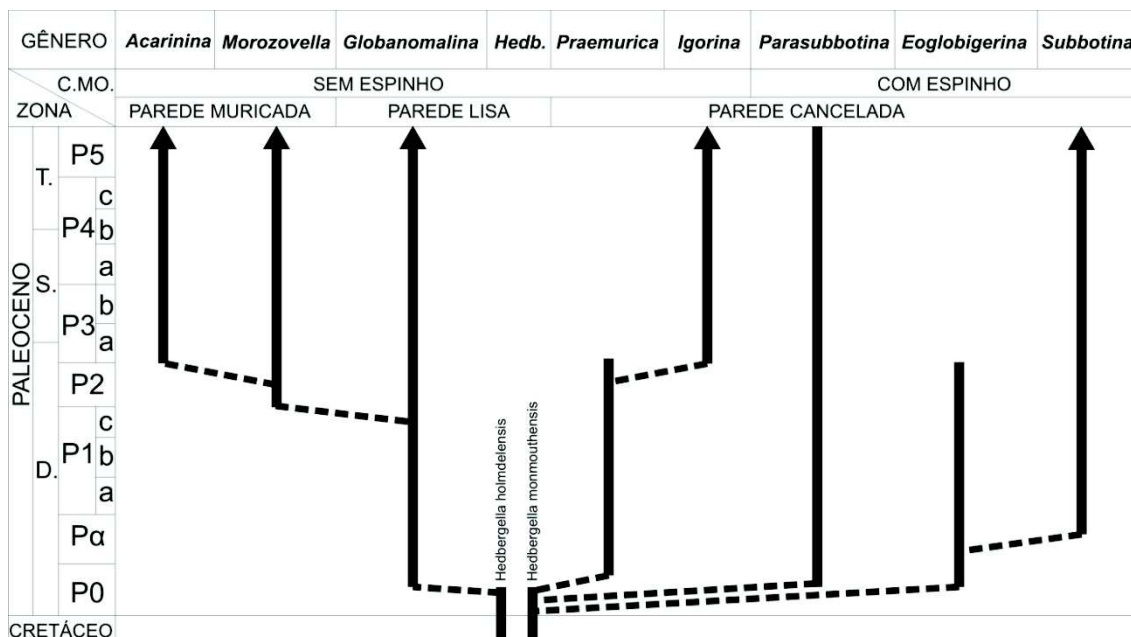


Figura 6. Relação filogenética dos foraminíferos planctônicos perfurados normais ou macroperfurados do Paleoceno e sua amplitude estratigráfica (modificado de Olsson *et al.* 1999). Abreviações: C.MO.: Características Morfológicas; D.: Daniano; S.: Seladrino; T.: Tanetiano.

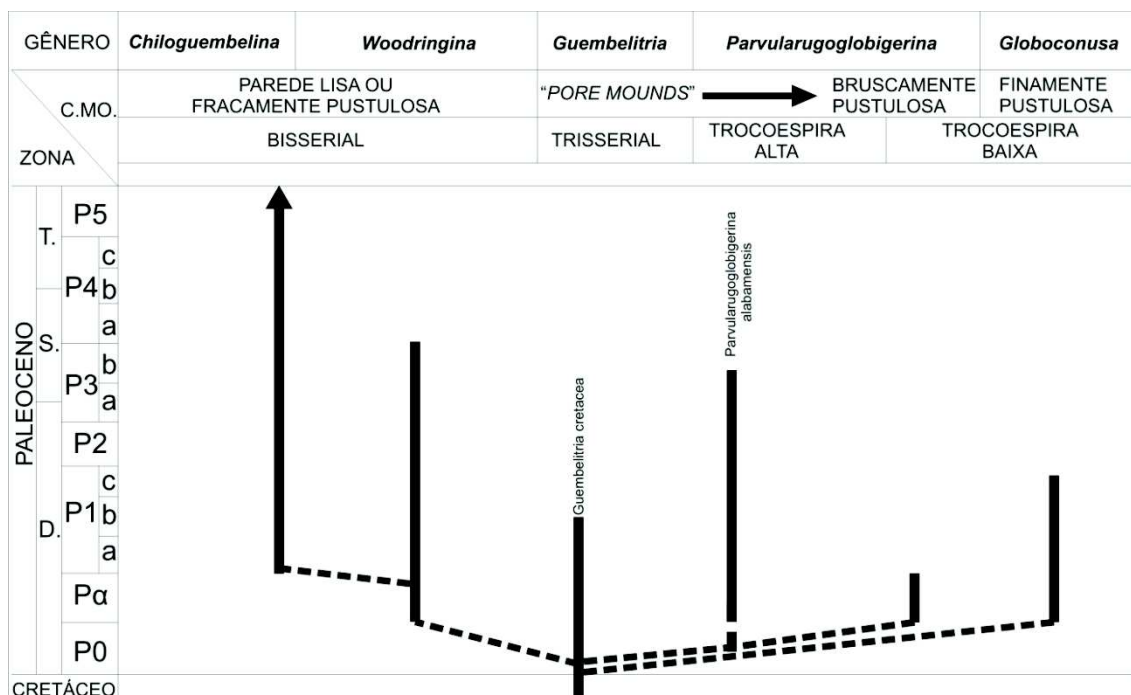


Figura 7. Relação filogenética dos foraminíferos planctônicos microperfurados do Paleoceno e sua amplitude estratigráfica [modificado de Liu & Olsson (1992) e Olsson *et al.* (1999)]. Abreviações: C.MO.: Características Morfológicas; D.: Daniano; S.: Seladiano; T.: Tanetiano.

4.2 Bioestratigrafia do Paleoceno

As unidades bioestratigráficas são propostas, principalmente, com base no surgimento (primeira ocorrência), extinção (última ocorrência), amplitude parcial e amplitude total de um determinado táxon. Cabe ressaltar que estes critérios são empregados com sucesso em amostras de testemunhos e afloramentos, cujo método de coleta torna nula a possibilidade de contaminação das amostras, uma vez tomados rigorosamente os cuidados adequados no processo de preparação da amostra.

Esquemas zonais elaborados com foraminíferos planctônicos baseiam-se essencialmente na afinidade paleobiogeográfica das espécies, por sua vez, relacionada à temperatura dos oceanos e/ou latitude. Para as seções do Paleoceno, existe uma extensa gama de trabalhos consagrados que aplicam os esquemas zonais nas diversas bacias sedimentares. Para baixas latitudes, podem ser enumerados os esquemas zonais de Bolli & Premoli Silva (1973), Blow (1969 e 1979), Berggren & Van Couvering (1974), Toumarkine & Luterbacher (1985), Berggren & Miller (1988), Berggren *et al.* (1995), Berggren & Pearson (2005) e Wade *et al.* (2011), todos relacionados a fauna de zonas Tropical/Subtropical. Jenkins (1985) faz relação aos esquemas zonais aplicados em latitudes maiores que 30° (Hemisfério Sul), correlacionando a fauna de foraminíferos planctônicos com aquelas de zonas Subpolares e Polares (altas latitudes).

Os trabalhos de Berggren *et al.* (1995), Berggren & Pearson (2005) e Wade *et al.* (2011) realizados com base em marcadores cronoestratigráficos, deram grande contribuição para o detalhamento da bioestratigrafia do Cenozoico. Berggren *et al.* (1995) propõem três esquemas bioestratigráficos com foraminíferos planctônicos para

águas tropicais/subtropicais, transicionais e subantárticas; Berggren & Pearson (2005) aplicam os esquemas zonais para as zonas tropicais/subtropicais, enquanto Wade *et al.* (2011) fazem uma revisão detalhada das zonas tropicais, com base em dados magnetoestratigráficos. Também, merece destaque, a revisão detalhada do *Geological Time Scale* de Gradstein *et al.* (2012), com base em marcadores estratigráficos. Com o objetivo de estabelecer melhor posicionamento cronológico dos marcadores bioestratigráficos dos foraminíferos planctônicos para o Paleoceno (Figura 8), será aplicado, no presente trabalho, o zoneamento proposto por Berggren *et al.* (1995), tendo como base os bioeventos de Gradstein *et al.* (2012).

Para as seções sedimentares nas bacias brasileiras do Paleoceno, diversos esquemas zonais foram elaborados com foraminíferos planctônicos, como Noguti & Santos (1972), Noguti (1975) e Beurlen (1982). Estes trabalhos apresentam um zoneamento bioestratigráfico realizado com base em poços da margem continental brasileira, cujo critério de zoneamento é a extinção dos táxons, ou seja, zonas de última ocorrência das espécies marcadoras. Noguti & Santos (1972), revisado por Noguti (1975), subdividiram o Paleoceno em cinco (5) zonas, enquanto Beurlen (1982) propõe a atualização do esquema bioestratigráfico de Noguti & Santos (1972), apresentando uma compilação do zoneamento das seções marinhas.

3.3 Discussões Paleoceanográficas

Por definição a paleoceanografia é o estudo dos oceanos pretéritos, cujo entendimento do contexto paleoceanográfico esta diretamente relacionada e/ou depende de uma ferramenta, a qual represente variáveis ecológicas/ambientais das condições marinhas. No sedimento marinho os foraminíferos representam uma importante ferramenta para a reconstituição paleoceanográfica, tanto através da sua assembleia, como por meio da assinatura isotópica e elementar na sua carapaça. Desta maneira, vários *proxies* podem ser obtidos com base nas características morfológicas e geoquímicas das carapaças dos foraminíferos planctônicos (CaCO_3) depositados e preservados nos sedimentos marinhos (Wefer *et al.* 1999, Mulitza *et al.* 2003).

4.3.1 Paleoecologia dos foraminíferos planctônicos (relação $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$)

As espécies e/ou gêneros de foraminíferos planctônicos são distribuídas verticalmente nas diferentes camadas ou profundidades da coluna d'água (ex.: quente e menos densa na zona de mistura, torna-se gradativamente mais fria e densa com aumento da profundidade na termoclina e subtermoclina). Neste contexto, a análise da assembleia ou grupos com preferencias ecológicas servem como uma importante ferramenta para interpretações das condições da parte superior da coluna d'água, como: temperatura e condições tróficas. Os foraminíferos planctônicos calcificam sua carapaça (CaCO_3) a partir da água do mar onde habitam, portanto, a sua assinatura geoquímica (oxigênio e carbono) reflete principalmente o sinal isotópico dos oceanos (Mulitza *et al.* 2003, Kucera 2007).

O volume e/ou espessura da zona de mistura e da termoclina diminuiu de baixas latitudes nas regiões tropicais para as altas latitudes (pólos), onde a diversidade de foraminíferos planctônicos também diminuiu (Bé 1977), devido a uma progressiva eliminação (restrição), dos trópicos em direção aos polos, dos nichos ecológicos

disponíveis para os foraminíferos planctônicos (Petritto 2002) (Figura 9). Com a diminuição da latitude, ocorre uma perda progressiva das espécies de foraminíferos planctônicos menos tolerantes (especialistas; estrategista-K), constituídas por morfologias complexas e indivíduos de maior tamanho. Como consequência, as assembleias de altas latitudes acabam dominadas por espécies cosmopolitas, mais tolerantes às variáveis ecológicas (oportunistas; estrategista-r), caracterizadas pelo tamanho reduzido e pela morfologia simples (Hemleben *et al.* 1989). A distribuição vertical e horizontal dos foraminíferos planctônicos é controlada por condições bióticas (ex.: capacidade de reprodução, presença ou ausência de simbiontes e nutrientes) e abióticas (ex.: parâmetros físicos e químicos das massas de água). Embora, as relações entre todos esses fatores não estejam ainda totalmente compreendidas, é de consenso que a diversidade dos foraminíferos planctônicos nos habitats está estritamente relacionada ao suprimento de alimentos, potencial reprodutivo e tamanho (Hallock 1987).

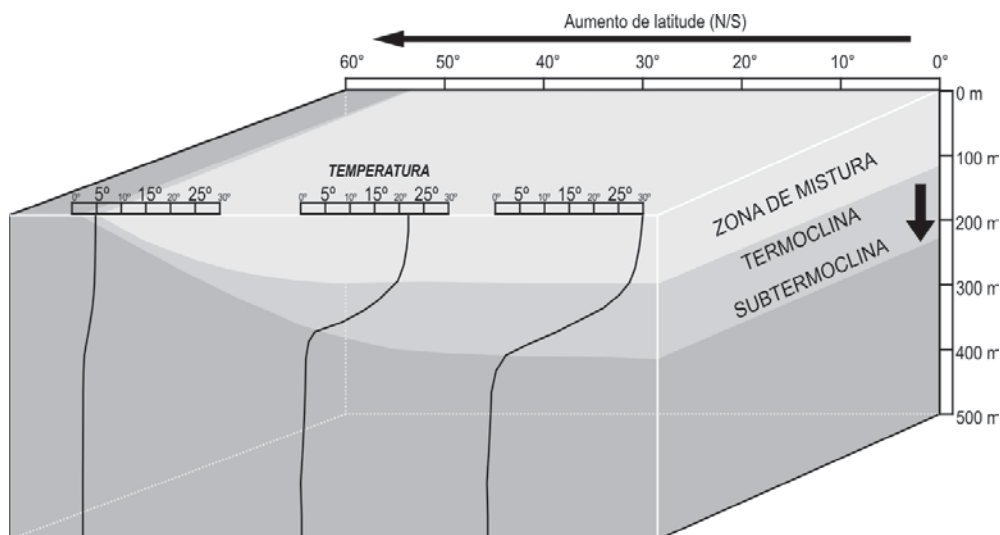


Figura 9. Modelo latitudinal na variação da temperatura da coluna d'água. Água mais quente e estratificada em baixas latitudes e menos estratificada em altas latitudes. Gradiente de temperatura da coluna d'água relacionado diretamente a latitude (modificado de Garrison 2012).

Os foraminíferos planctônicos possuem duas formas principais de estratégia de vida, de acordo com o ambiente em que vivem (Figura 10): (i) os ambientes ricos em nutrientes (água eutrófica=condições instáveis), permitem a proliferação das espécies planctônicas oportunistas (estrategista-r), capazes de aumentar rapidamente as suas densidades populacionais através de uma reprodução mais acelerada, produzindo como consequência, indivíduos de tamanho reduzido (Hallock 1985); (ii) os ambientes de baixa disponibilidade e/ou pobres em nutrientes (água oligotrófica=condições estáveis), constituem o meio mais propício para o desenvolvimento de espécies e/ou gêneros especialistas (estrategista-K), caracterizados por indivíduos de vida longa e com baixo potencial reprodutivo, compostos geralmente por indivíduos de tamanho maior (Caron & Homewood 1983; Hallock *et al.* 1991).

Hallock (1987) sugere que a diversidade do habitat possui relação inversa à disponibilidade de nutrientes, devido: (i) a extensão e complexidade das cadeias alimentares, que tendem a ser uma função inversa da reposição de nutrientes; (ii) ambientes eutróficos (ricos em nutrientes) são inerentemente instáveis; (iii) em maiores profundidades, com baixa disponibilidade de nutrientes (oligotróficos) na zona eufótica, onde há grande disponibilidade de luz, existe um maior potencial para a especialização do que nos níveis mais rasos da coluna d'água.

Os isótopos de um determinado elemento químico apresentam o mesmo número de prótons e elétrons, diferenciando-se unicamente no número de nêutrons, cuja proporção é responsável pela alteração da massa atômica e/ou peso atômico de um determinado elemento químico. Em função da composição química da carapaça dos foraminíferos (CaCO_3), os isótopos de oxigênio (O) e carbono (C) são amplamente utilizados para a realização de diversas interpretações ambientais e inferências paleoceanográficas.



Figura 10. Sistema trófico na superfície dos oceanos (“*Trophic Resource Continuum*” TRC; adaptado de Hallock 1987 e Hallock *et al* 1991), estratégias ecológicas (Koutsoukos 1996) e esquema de distribuição dos foraminíferos planctônicos na coluna d’água segundo assinaturas isotópicas.

Os estágios isotópicos de oxigênio utilizados nos estudos paleoceanográficos são ¹⁶O e ¹⁸O, correspondendo a 99,63% e 0,1995% do oxigênio da Terra, respectivamente (Faure, 1986). Os estágios isotópicos de carbono são ¹²C e ¹³C, representando, respectivamente, 98,89% e 1,11% do carbono do planeta (Faure, 1986). Neste contexto, a precisão do valor quantificado é dada pelos isótopos mais raros e menos abundantes, caso do ¹⁸O e ¹³C, determinados pela relação entre a concentração do isótopo leve e pesado (¹³C/¹²C e ¹⁸O/¹⁶O) (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007). A diferença de proporção verificada na amostra em comparação com o padrão é expressa pelo valor de delta (δ):

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}} \right] \right\} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \right] / \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}} \right] \right\} \times 1000$$

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ têm unidades de concentração muito pequenas, sendo expressos em partes por mil (‰), motivo pela qual os resultados da proporção isotópica são multiplicados por 1000. Os padrões utilizados nas análises são calibrados e referenciados internacionalmente, onde são estabelecidos o padrão VPDB (*Vienna PeeDee Belmenite*) e VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). Tendo em vista a equação do sinal isotópico em uma amostra, o aumento no valor de δ reflete um

aumento no conteúdo isotópico pesado e o inverso, com a diminuição de δ , refletirá uma diminuição no conteúdo do isótopo pesado.

Com base na assinatura geoquímica da carapaça e nas informações geográficas (paleogeográficas) sobre a preferência ambiental dos foraminíferos planctônicos é possível estabelecer zonas de preferências ambientais para cada espécie e/ou gêneros, ao longo da coluna d'água (Figura 11). As assinaturas geoquímicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) na carapaça dos foraminíferos planctônicos refletem, em parte, a química da água do ambiente no momento da calcificação, bem como o fracionamento do carbono inorgânico dissolvido, a partir do qual os foraminíferos constroem suas carapaças (Hemleben *et al.* 1989).

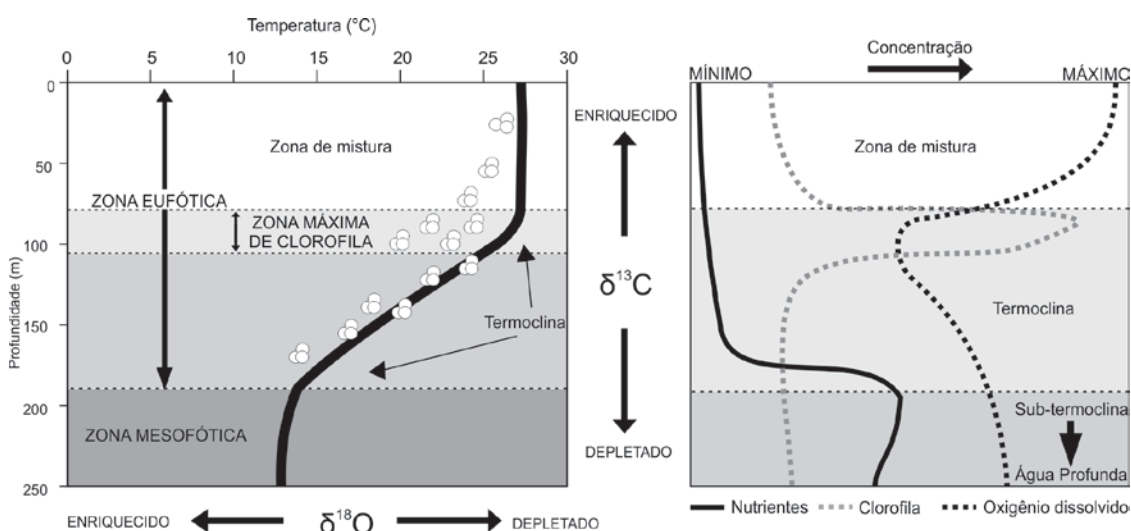


Figura 11. Foraminíferos planctônicos e sua distribuição na coluna d'água. Sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ utilizado para reconstituições dos habitats ecológicos no meio pelágico marinho.

O $\delta^{13}\text{C}$ varia com a massa d'água e a profundidade na coluna d'água, onde apresenta índice mais pesado (enriquecidos) próximo a superfície, na zona de mistura, em função da remoção de carbono mais leve por parte da fotossíntese. Em profundidades maiores (termoclina, subtermoclina e águas profundas), devido ao baixo

consumo, o ^{12}C se torna mais enriquecido em comparação à superfície (Figura 12). Dois processos principais condicionam a assinatura do $\delta^{13}\text{C}$ na carapaça dos foraminíferos, os quais influenciam na afinidade ecológica de ecogrupos: (i) simbiote fotossintético (fotossimbiose), presença de algas em torno dos simbiotes nos foraminíferos tendem a aumentar os níveis mais pesados do isótopo de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), refletindo no enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$ na carapaça (Spero & Deniro 1987); (ii) tamanho da carapaça, onde formas pequenas $<150\ \mu\text{m}$, estão metabolicamente sujeitas a influência do microambiente, podendo resultar em valores de isótopos de carbono mais leve (Figura 10) (Norris 1996). A razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) reflete a assinatura isotópica da água do mar com um fracionamento significativo, relacionado à temperatura (Aze *et al.* 2011). Foraminíferos que habitam águas mais superficiais (zona de mistura; mais quentes e menos densa) apresentam isótopos mais leves (depletado em $\delta^{18}\text{O}$) em relação os espécimes que se calcificam em águas mais frias e/ou profundas (termoclina/subtermoclina), por sua vez, enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$.

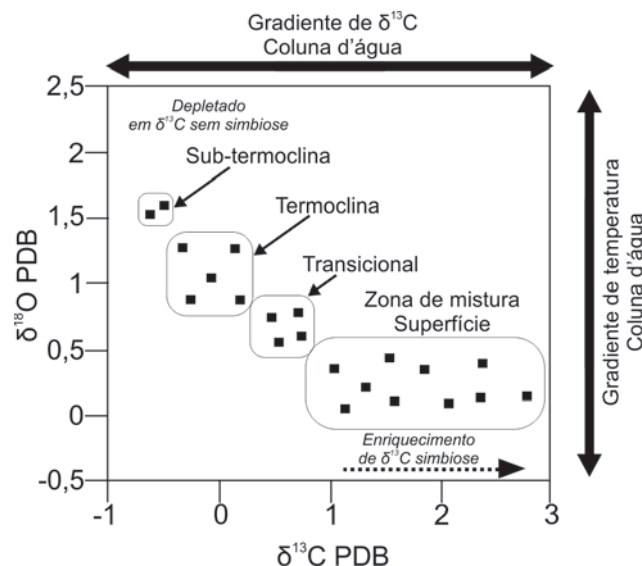


Figura 12. Modelo hipotético para a variação de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, com base em observações para espécies com e sem simbiotes fotossintéticos (simbiose; Modificado de Norris 1996) e modelo para interpretações de habitats dos foraminíferos planctônicos na coluna d'água (ex.: Pearson *et al.* 2001; Aze *et al.* 2011; Birch 2012; Birch *et al.* 2013; Sexton *et al.* 2006).

A combinação de assinaturas isotópicas com as zonas de preferências em determinado limite geográfico, permite distinguir as diferentes afinidades da fauna de foraminíferos planctônicos (TABELA 2). Aze *et al.* (2011) estabelecem quatro grandes grupos de preferencia ecológica para espécies macroperfuradas (perfurados normal) do Paleoceno: (1) oceano aberto zona de mistura tropical/subtropical, com fotossimbiontes; (2) oceano aberto zona de mistura tropical/subtropical, sem fotossimbiontes; (3) oceano aberto termoclina; (4) oceano aberto termoclina.

TABELA 2. Definição dos ecogrupos com a composição química associada e/ou limite geográfico das assinaturas utilizadas neste trabalho. A definição dos grupos 1 a 4, com textura macroperfurada (perfurados normais), utilizam como base as assinaturas geoquímicas de Aze *et al.* (2011). Os grupos 5 e 6, referem-se as espécies com textura microperfurada e HETEROHELICIDAE. Abreviações: MACRO: Macroperfurados; MICRO: Microperfurados.

Carapaça	Eco-grupo	Profundidade/preferência	Assinatura isotópica
MACRO	1	Zona de mistura com fotossimbiose	Muito pesado $\delta^{13}\text{C}$ Relativamente leve $\delta^{18}\text{O}$
	2	Zona de mistura sem fotossimbiose	$\delta^{13}\text{C}$ mais leve do as espécie com fotossimbiose Relativamente leve $\delta^{18}\text{O}$
	3	Termoclina	Leve em $\delta^{13}\text{C}$ e relativamente pesado em $\delta^{18}\text{O}$
	4	Sub-termoclina	Muito leve em $\delta^{13}\text{C}$ e muito pesado em $\delta^{18}\text{O}$
MICRO	5	Zona de mistura	$\delta^{18}\text{O}$ muito leve
	6	Preferência a termoclina	$\delta^{18}\text{O}$ relativamente leve

As espécies de foraminíferos planctônicos que apresentam textura da carapaça microperfurada e sobreviventes ao limite K/Pg, podem ser incluídas em dois ecogrupos: (5) microperfurados, zona de mistura; (6) microperfurados, com preferência a termoclina. Estas espécies (oportunistas/estrategista-r) se caracterizam por apresentar razão de $\delta^{18}\text{O}$ leve ou relativamente leve, habitando as camadas mais superficiais da coluna d'água, entre a zona de mistura e a termoclina. Estes dois grupos incluem as

famílias Guembeltriidae (*Globoconusa*, *Guembeltria*, *Parvularugoglobigerina* e *Woodringina*), caracterizadas por habitarem as camadas mais superficiais da coluna d'água, e Chiloguembelinidae (*Chiloguembelina*), com preferência a águas mais profundas (termoclina). Ainda, dentro dos microperfurados, se enquadra a família Heterohelicidae (*Rectoguembelina* = zona de mistura; *Zeauvigerina* = termoclina), sobreviventes ao evento K/Pg.

Uma vez definidos os ecogrupos, é possível relacioná-los aos padrões evolutivos dos foraminíferos planctônicos no Paleoceno (TABELA 3 e 4) e inferir condições no padrão de estratificação da coluna d'água, vinculando-os aos eventos paleoceanográficos deste período. Por fim, os eventos são individualizados dentro da respectiva zona e/ou subzona reconhecida neste intervalo para a porção oeste do Atlântico Sul.

TABELA 3. Relação das espécies com seus respectivos ecogrupos e referencias bibliográficas das assinaturas geoquímicas. Ecogrupos de 1 a 2 definidos por Aze *et al.* (2011).

Espécie	Eco-grupo	Referência
<i>Acarinina mckannai</i>	1	Shackleton et al. (1985)
<i>Acarinina nitida</i>		D'hondt et al. (1994)
<i>Acarinina strabocella</i>		Aze (2011)
<i>Acarinina coalingensis</i>		Pearson (1993; 2001a)
<i>Acarinina soldadoensis</i>		
<i>Acarinina subsphaerica</i>		Aze (2011)
<i>Igorina pusilla</i>		Berggren & Norris (1997)
<i>Igorina tadjikistanensis</i>		
<i>Morozovella acuta</i>		Shackleton et al. (1985)
<i>Morozovella acutispira</i>		Berggren & Norris (1997)
<i>Morozovella aequa</i>		Lu & Keller (1996); Berggren & Norris (1997)
<i>Morozovella angulata</i>		Boersma & Premoli Silva (1983); Shackleton et al. (1985)
<i>Morozovella apanthesma</i>		Lu & Keller (1996); Berggren & Norris (1997)
<i>Morozovella conicotruncata</i>		Boersma & Premoli Silva (1983); Berggren & Norris (1997)
<i>Morozovella gracilis</i>		Aze (2011)
<i>Morozovella occlusa</i>		Shackleton et al. (1985); Lu & Keller (1996)
<i>Morozovella passionensis</i>		
<i>Morozovella praeangulata</i>		Shackleton et al. (1985)
<i>Morozovella subbotinae</i>		D'hondt et al. (1994)
<i>Morozovella velascoensis</i>		Berggren & Norris (1997)
<i>Praemurica inconstans</i>	2	Berggren & Norris (1997); Boersma & Premoli Silva (1983)
<i>Praemurica pseudoinconstans</i>		Aze (2011)
<i>Praemurica taurica</i>		Berggren & Norris (1997); D'hondt & Zachos (1993)
<i>Praemurica uncinata</i>		Berggren & Norris (1997); Shackleton et al. (1985)

TABELA 4. Relação das espécies com seus respectivos ecogrupos e referencias bibliográficas das assinaturas geoquímicas. Ecogrupos de 3 e 4 definidos por Aze *et al.* (2011), grupos 5 e 6 (oportunistas) estabelecidos com base em assinaturas isotópicas e textura da carapaça.

Espécie	Eco-grupo	Referência
<i>Eoglobigerina edita</i>	3	Aze (2011)
<i>Eoglobigerina eobulloides</i>		Berggren & Norris (1997); D'hondt & Zachos (1993)
<i>Eoglobigerina spiralis</i>		Aze (2011)
<i>Globanomalina archeocompressa</i>		
<i>Globanomalina australiformis</i>		Olsson et al. (1999)
<i>Globanomalina chapmani</i>		
<i>Globanomalina compressa</i>		Aze (2011)
<i>Globanomalina ehrenbergi</i>		
<i>Globanomalina ovalis</i>		Olsson et al. (1999)
<i>Globanomalina planocompressa</i>		
<i>Globanomalina planoconica</i>		Aze (2011)
<i>Globanomalina pseudomenardii</i>		Olsson et al. (1999)
<i>Hedbergella holmdelensis</i>		Aze (2011)
<i>Hedbergella monmouthensis</i>		Berggren & Norris (1997)
<i>Parasubbotina varianta</i>		Olsson et al. (1999); Pearson et al. (2001a)
<i>Parasubbotina variospira</i>		Olsson et al. (1999); Pearson et al. (2001a)
<i>Subottina triloculinoides</i>		Berggren & Norris (1997); Coxall et al. (2000)
<i>Subottina trivialis</i>		Coxall et al. (2000)
<i>Subottina cancellata</i>		
<i>Subottina velascoensis</i>		Berggren & Norris (1997); Coxall et al. (2000)
<i>Parasubbotina aff pseudobulloides</i>	4	Pearson et al. (2001a); D'hondt & Zachos (1993)
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i>		D'hondt & Zachos (1993); Berggren & Norris (1997)
<i>Woodrinida claytonensis</i>	5	Olsson et al. (1999)
<i>Woodrinida hornerstownensis</i>		Olsson et al. (1999); D'hondt & Zachos (1993)
<i>Parvularugoglobigerina alabamensis</i>	Olsson et al. (1999); D'Hondt & Zachos (1993)	
<i>Parvularugoglobigerina eugubina</i>		
<i>Parvularugoglobigerina extensa</i>	Boersma & Premoli Silva (1983); D'Hondt & Zachos (1993)	
<i>Guembelitra cretacea</i>		
<i>Globoconusa daudjergensis</i>	Boersma & Premoli Silva (1983)	
<i>Ractoguembelina cretacea</i>	Huber & Boersma (1993)	
<i>Chiloguembelina crinita</i>	6	Boersma & Premoli Silva (1983); D'hondt & Zachos (1993)
<i>Chiloguembelina wilcoxensis</i>		
<i>Chiloguembelina midwayensis</i>		
<i>Chiloguembelina morsei</i>		
<i>Chiloguembelina subtriangularis</i>		
<i>Zeauvigerina aegyptiaca</i>		Huber & Boersma (1993)
<i>Zeauvigerina teuria</i>		

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O testemunho analisado no presente trabalho apresenta uma recuperação de aproximadamente 98 m (base = 412,24 m; topo = 314,35 m; (Figura 13), do qual serão

analisadas 56 amostras. A descrição e simbologia litológica segue de forma fidedigna a proposta por Persch-Nielsen *et al.* (1977), referente ao *Initial Report* (Figura 13). O método utilizado na preparação das amostras e retirada dos microfósseis calcários foi modificado de Molina (2004), que consiste em: (a) pesagem da amostra (aproximadamente 15 g); (b) desagregação mecânica das amostras; (c) adição de peróxido de hidrogênio (H₂O₂ a 29%) até cobrir a amostras, por 24 horas, com o objetivo de desagregar os grãos através da oxidação da matéria orgânica; (d) lavagem em água corrente através de peneiras de malhas 38 µm; (e) secagem em estufa a 60°C; (f) triagem de no mínimo 400 espécimes de foraminíferos planctônicos; (g) identificação taxonômica das espécies em microscopia óptica e eletrônica de varredura (MEV).

Para a identificação taxonômica da fauna de foraminíferos planctônicos será utilizada a classificação específica e genérica de Olsson *et al.* (1999). A partir do reconhecimento taxonômico da fauna, será realizada a caracterização bioestratigráfica com base no esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) e revisada cronologicamente por Gradstein *et al.* (2012). Este trabalho também propõem correlacionar eventos paleoceanográficos com base nas frequências relativas dos foraminíferos planctônicos, segundo o padrão de distribuição biogeográfica de Olsson *et al.* (1999) e Boersma & Premoli-Silva (1983), bem como caracterizar e categorizar as preferências ecológicas com base em ecogrupos (p.ex.: Aze *et al.* 2011 e Olsson *et al.* 1999).

Para auxiliar nas interpretações paleoceanográficas e paleoecológicas, foram utilizadas diferentes ferramentas bioestatísticas, como: abundância relativa, diversidade e equitabilidade dos táxas, além de análise de agrupamentos (Cluster). Estes métodos estatísticos auxiliam a quantificar e avaliar a influencia dos diferentes fatores bióticos e abióticos na comunidade de foraminíferos planctônicos, bem como reconstituir o

cenário de tendências pelaeoceanográficas (Ottens & Nederbragt, 1992). Para a realização destas análises estatísticas será utilizado o software PAST (Harper, 1999).

A abundância relativa representa a contribuição percentual de uma espécie em relação à assembleia total. Ela explica se a assembleia apresenta maior ou menor dominância de uma ou mais espécies. Pode ser calculada através da seguinte equação:

$$p_i (\%) = 100 * n_i / N$$

Onde, “ n_i ” é o número total de indivíduos pertencentes ao táxon “ i ” e “ N ” corresponde ao número total de foraminíferos planctônicos contados na amostra. Como as espécies de foraminíferos planctônicos apresentam diferentes respostas às condições ambientais (por exemplo: temperatura), estas irão influenciar os valores de dominância da assembleia.

O índice de diversidade - *Shannon-Wiener* analisa a forma como uma espécie está distribuída no ecossistema, a qual pode ser estimada através da seguinte equação:

$$H' = - \sum p_i \ln p_i$$

Onde, p_i é a proporção das diferentes espécies i na amostra ($p_i = n_i / N$), “ N ” é o número total de indivíduos (foraminíferos planctônicos) na amostra e n_i corresponde ao número de espécimes “ i ” na amostra (Shannon & Wiener, 1949).

A Equitabilidade refere-se à distribuição dos indivíduos entre as espécies, sendo proporcional à diversidade e inversamente proporcional à dominância. A medida de Equitabilidade ou Equidade compara à diversidade de *Shannon-Wiener* (H') com a distribuição das espécies observadas que maximiza a diversidade (Buzas & Gibson, 1969). Este índice é obtido através da equação:

$$E' = H' / H_{\max}$$

Onde, H é o índice de diversidade de *Shannon-Wiever*.

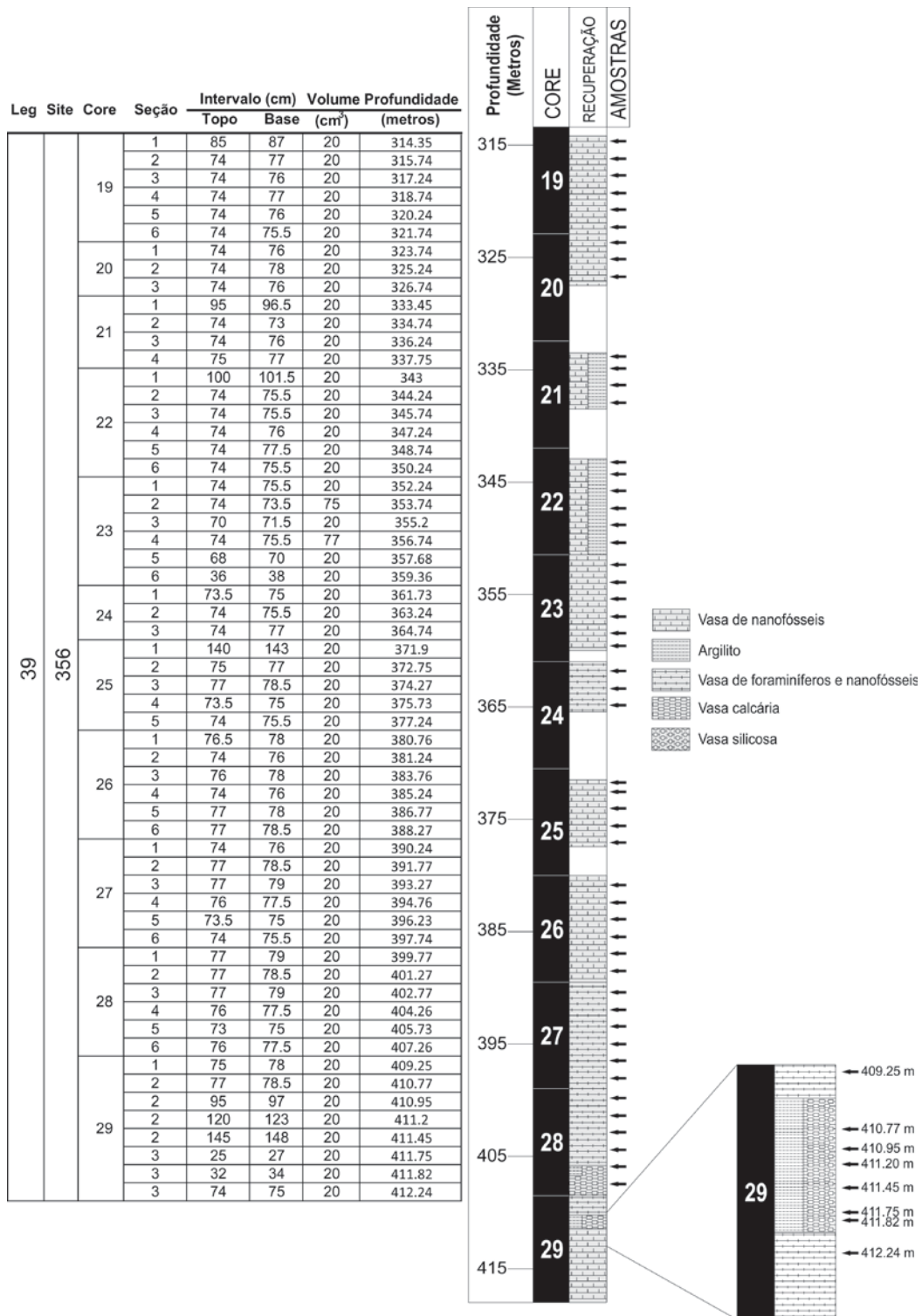


Figura 13. Perfil litológico da seção estudada, com a posição do nível estratigráfico das amostras analisadas. Modificado de Persch-Nielsen *et al.* (1977).

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves R. A. 1999. *Estudo Sismoestratigráfico da Bacia do Brasil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 119 p.
- Armstrong A. & Brasier M. (eds.). 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing, Malden, USA, p. 296.
- Aze T. 2011. *Cope's Rule and Macroevolution of Cenozoic Macroperforate Planktonic Foraminifera*. DC Thesis, Institute of Philosophy, Cardiff University, Cardiff, 599 p.
- Aze T., Ezard T.H.G., Purvis A., Coxall H.K., Stewart R.M., Wade B.S., Pearson P.N. 2011. A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil data. *Biological Reviews*, **86**:900-927.
- Baldauf S.L. 2008. An overview of the phylogeny and diversity of eukaryotes. *Journal of Systematics and Evolution*, **43**(3): 263-273.
- Bé A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera. In: Ramsay A.T.S. (ed.) *Oceanic Micropaleontology*, Academic press, London, V.1, p.1-100.
- Berggren, W.A. & Norris, R.D., 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera: *Micropaleontology*, **43**:1-116.
- Berggren, W.A. & Van Couvering, J.A., 1974, The late Neogene: biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences: Amsterdam (Elsevier).

- Berggren, W.A., & Miller, K.G., 1988, Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology: *Micropaleontology*, **34**:362–380.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P. 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *Society for Sedimentary Geology*, Special Publication, Special Publication, **57**:120-212.
- Berggren, W.A. & Pearson, P.N., 2005, A revised tropical and subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal Foraminiferal Research*: **35**:279-298.
- Beurlen, G. 1982. Bioestratigrafia e geohistória da seção marinha da margem continental brasileira. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 25 (2): 77-83.
- Birch H.S. 2011. *Pelagic Ecosystem and Carbon System Response to the K/Pg boundary Mass Extinction*. DC Thesis, Institute of Philosophy, University Cardiff, Cardiff, 283 p.
- Birch H.S., Coxall H.K., Pearson P.N. 2012. Evolutionary ecology of Early Paleocene planktonic foraminifera: size, depth habitat and symbiosis. *Paleobiology*, **38**(3):374-390.
- Birch H.S., Coxall H.K. Pearson P.N, Kroon D., O'Reagan M. 2013 Planktonic foraminifera stable isotopes and water column structure: Disentangling ecological signals. *Marine Micropaleontology*, **101**:127-145.
- Blow W.H. 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In*: First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, *Proceedings*, p. 199-422.
- Blow W.H. 1979. The Cainozoic Globigerinida, a study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some globigerinida (mainly Globigerinacea). *Leiden: Brill*, 1413 pp.

- Boersma, A. & Premoli Silva, I., 1983, Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, **29**(4):355-381.
- Bown P. 2005. Selective calcareous nannoplankton survivorship at the Cretaceous - Tertiary boundary. *Geology* **33**(8):653-656.
- Boltovskoy, E. & Wright, R. 1976. *Recent Foraminifera*. Junk Publishers, 571 p.
- Bolli H.M. & Premoli Silva I. 1973. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, **15**:475-497.
- Boudagher-Fadel, M.K. 2012. *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. Elsevier, 289 p.
- Buzas, M.A., & Gibson, T.G., 1969, Species diversity: benthonic foraminifera in western North Atlantic. *Science*, **163**:72-75.
- Caron M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.) *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, V.1, p.17–86.
- Caron M. & Homewood P. 1983. Evolution of early planktic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, **2**:457-471.
- Coccioni, R., Frontalini, F. & Spezzaferri, S. 2009. Late Eocene impact-induced climate and hydrological changes: Evidence from the Massignano global strototype section and point (central Italy). *Geological Society of America Special Paper*, **452**: 97–118.

- Coccioni R., Frontalini F., Bancalà G., Fornaciari E., Jovane L. & Sprovieri M. 2010. The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy): Global implications, environmental effects, and cause(s). *Earth and Planetary Science Letters*, **297**(1):298-305.
- Coxall H.K., Pearson P.N., Shackleton N.J., Hall M. 2000. Hantkeninid depth evolution; an evolving life strategy in a changing ocean. *Geology*, **28**:87-90.
- Coxall H.K., D'Hondt S., Zachos J.C. 2006. Pelagic evolution and environmental recovery after the Cretaceous-Paleogene mass extinction. *Geology*, **34**(4):297-300.
- D'Hondt S. 2005. Consequences of the Cretaceous/Paleogene Mass Extinction for Marine Ecosystems. *Annual Reviews of Ecology, Evolution and Systematics* **36**:295-317.
- D'Hondt, S. & Zachos, J.C., 1993, On stable isotopic variation and Earliest Paleocene planktic foraminifera. *Paleoceanography*, **8**:527-547.
- D'Hondt S., Zachos J.C., Schultz G. 1994. Stable isotope signals and photosymbiosis in Late Paleocene planktic foraminifera. *Paleobiology*, **20**:391-406.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotopes Geology*. New York: Wiley & Sons, 589 p.
- Freitas J.T.R. 2006. *Ciclos deposicionais evaporiticos da Bacia de Santos: Uma análise cicliestratigrafica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica*. MS Dissertation, Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 160 p.

- Garrison T.S. 2012. *Essentials of Oceanography*. Brooks/Cole, Cengage Learning, 6^o edition, 436 p.
- Gradstein F.M, Ogg J.G., Schmitz M.D. (eds.). 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Boston, USA, Elsevier, 1176 p.
- Hallock P. 1985. Why are larger Foraminifera large? *Paleobiology*, **11**:195-208.
- Hallock P., Premoli Silva I. & Boersma, A. 1991. Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **83**:49-64.
- Hallock P. 1987. Fluctuations in the trophic resource continuum: A factor in global diversity cycles? *Paleoceanography*, **2**:457-471.
- Harper D.A.T. 1999. *Numerical Palaeobiology*. New York, John Wiley & Sons. 468 p.
- Hemleben Ch., Spindler M., Anderson O.R. (eds.). 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag, 363 p.
- Huber B.T. & Boersma A., 1994. Cretaceous Origin of *Zeuvingerina* and Its Relationship to Paleocene Biserial Planktonic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, **24**:268-287.
- Jenkins D.G. 1985. Southern mid-latitude Paleocene to Holocene planktonic foraminifera. In: Bolli H.M., Saunders J.B., Persch-Nielsen K. (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, V.1, p.263-282.
- Kaminski, M.A., 2005. Foraminifera. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 448–453.

- Koutsoukos E.A.M. 1996, Phenotypic experiments into new pelagic niches in early Danian planktonic foraminifera: aftermath of the K/T boundary event. *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*, Geological Society Special Publication. **102**:319-335.
- Koutsoukos E.A.M. 2014, Phenotypic plasticity, speciation, and phylogeny Early Danian Planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*. 44(2):109-142.
- Kumar, N. & Gambôa, L.A., 1979, Evolution of the São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic. *Geological Society American Bulletin*, **90**:281-293.
- Kucera M. 2007. Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. In: Hillaire-Marcel C., de Vernal, A. (eds.) *Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology*, Developments in Marine Geology, V.1, Amsterdam, Elsevier, p. 213-62.
- Liu, C & Olsson, R.K., 1992, Evolutionary Adaptive Radiation of Microperforate Planktonic Foraminifera Following the K/T Mass Extinction Event. *Journal of Foraminiferal Research*, **22**:328-346.
- Loeblich A.R. & Tappan H. (eds.) .1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Nova Iorque, Van Nostrand Reinhold. Company. V.1-2, 970 p.
- Lu, G. & Keller, G., 1996, Separating ecological assemblages using stable isotope signals: late Paleocene to early Eocene planktic foraminifera, DSDP Site 577. *Journal of Foraminiferal Research*, **26**:103-112.

- Macedo J.M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos a áreas continentais adjacentes. In: Gabaglia R., Milani E.J. (eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*, PETROBAS, Rio de Janeiro, p.361-376.
- Meisling K.E., Cobbold P.R., Mount V.S. 2001. Segmentation of an obliquely-rifte margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, **85**(11):1903-1924.
- Mikhalevich, V.I. 2004. On the heterogeneity of the former Textulariina (Foraminifera). In: Bubik, M., Kaminski, M.A. (Eds.), Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera: Grzybowski Foundation Special Publication, **8**: 317–349.
- Molina E. 2004. Foraminíferos planctônicos: Globigerina. In: Molina E. (ed.) *Micropaleotologia*, p.127-158.
- Molina E. 2015, Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Reviews*, **140**:166-181.
- Mulitza S., Donner B., Fischer G., Paul A., Patzold J., Ruhlemann C., Segl M. 2003. The South Atlantic oxygen isotope record of planktonic foraminifera. In: Wefer G., Mulitza S., Ratmeyer V. (eds.). *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material budgets and current systems*. Berlin, Springer-Verlag, p. 121-142.
- Noguti, I. 1975. Zonación bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos del Terciário de Brasil. *Revista Española de Micropaleontología*, **7** (3):391-401.

- Noguti, I. & Santos, J.F., 1972, Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico Petrobras*, **15**(3):265-83.
- Norris R.D. 1996. Symbiosis as an evolutionary innovation in the radiation of Paleocene planktic foraminifera. *Paleobiology*, **22**:461–480.
- Oberhänsli, H. & Hsü, K.J., 1986. Paleocene-Eocene paleoceanography *In*: Hsü K. J. (ed.) *Mesozoic and Cenozoic Oceans*, American Geophysical Union Geodynamics Series, V.15, Washington, p.85-200.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (eds.). 2008. *The Concise Geologic Time scale*. University Press, Cambridge, 177 p.
- Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A. & Liu C. 1992. Wall texture classification of planktonic foraminifera genera in lower Danian: *Journal of Foraminiferal Research*, **22**:195–213.
- Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A., Huber B.T. (eds.). 1999. *Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera*. Smithsonian Contribution in Paleobiology, V.85, 356 p.
- Ottens, J.J. & Nederbragt, A.J., 1992, Planktic foraminiferal diversity as indicator of ocean environments. *Marine Micropaleontology*, **19**:13-28.
- Pawlowski J., Holzmann M., Tyszka J. 2013. New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology. **100**:1-100.
- Pearson P. N. 1993. A lineage phylogeny for the Paleogene planktonic foraminifera. *Micropalaeontology*, **39**:193-232.

- Pearson P.N., Ditchfield P.W., Singano J., Harcourt-Brown K.G., Nicholas C.J., Olsson R.K., Shackleton N.J., Hall, M.A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, **413**:481-487.
- Perch-Nielsen K., Supko P.R., Boersma A., Carlson R.L., Dinkelman M.G., Fodor R.V., Kumar N., McCoy F., Thiede J., Zimmerman H.B. 1977. Site 356: São Paulo Plateau. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **39**:41-230.
- Petrizzo M.R. 2002. Palaeoceanographic and Palaeoclimatic Inferences from Late Cretaceous Planktonic Foraminiferal Assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, Eastern Indian Ocean), *Marine Micropaleontology*, **45**: 117-150.
- Quillévéré F., Norris R.D., Kroon D., Wilson P.A. 2008. Transient ocean warming and shifts in carbon reservoirs during the early Danian. *Earth and Planetary Science Letters*, **265**:600-615.
- Ravelo A.C. & Hillaire-Marcel C. 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. In: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal A. 2007. *Proxies in late Cenozoic paleoceanography*. Developments in Marine Geology, Elsevier. p.735-764.
- Rögl, F. & Spezzaferri, S. 2003. Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaiendorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. 104: 23-75.
- Shackleton N.J., Corfield R.M., Hall M.A. 1985. Stable isotope data and the ontogeny of Palaeocene planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* **15**:321-336.

- Sen Gupta B.K. 1999. Systematics of modern foraminifera. *In*: Sen Gupta B.K. (ed.) *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 7-37.
- Sepkoski J.J. 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global databases. *In*: Walliser O.H. (ed.) *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag, Berlin, p. 35-51.
- Sexton P.F.; Wilson P.A.; Pearson P.N. 2006 Paleocology of late middle Eocene planktic foraminifera and evolutionary implications. *Marine Micropaleontology*, **60**:1-16.
- Shannon C.E. & Weaver W. (eds.). 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana, USA,
- Spero, H. J. & Deniro, M.J., 1987, The Influence of Symbiont Photosynthesis on the Delta-¹⁸O and Delta-¹³C Values of Planktonic Foraminiferal Shell Calcite. *Symbiosis*, 213–228.
- Spezzaferri, S; Basso, D. & Coccioni, R. 2002. Late Eocene Planktonic Foraminiferal response to an extraterrestrial impact at Massignano GSSP (Northeastern Appennines, Italy). *Journal of Foraminiferal Research*. 32 (2): 188-199.
- Toumarkine M. & Luterbacher H.P. 1985. Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera. *In*: Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.) *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, V.1, p. 87-154.
- Vandenbergh N., Hilgen F.J., Speijer, R.P. 2012. The Paleogene Period. *In*: Gradstein F.M, Ogg J.G., Schmitz M.D. (eds.). *The Geological Time Scale 2012*, Boston, USA, Elsevier, p. 855-921

Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., Pälike H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, **104**:111–142.

Wefer G., Berger W.H., Bijma J., Fischer G. 1999. Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In: Fischer G., Wefer G. (eds), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 1-68.

7. RESULTADOS - MANUSCRITO

Os resultados finais aqui mostrados são referentes aos dados desta dissertação, a qual foi submetida à revista *Marine Micropaleontology*.

O presente manuscrito será submetido à revista *Marine Miropaleontology*, pois vem de encontro a discussão abordada neste estudo.

Normas do Manuscrito: *Marine Micropaleontology*

Submission MARMIC_2016_13 received by Marine Micropaleontology

Entrada x



Marine Micropaleontology EviseSupport@elsevier.com por amazoneses.com

09:43 (Há 2 minutos)



para mim ▾



inglês ▾



português ▾

Traduzir mensagem

Desativar para: inglês x

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: MARMIC_2016_13

Title: Paleocene planktonic foraminifera from DSDP Site 358, South Atlantic: Paleceanographic inferences

Journal: Marine Micropaleontology

Dear Mr. Krahl,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Marine Micropaleontology. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=MARMIC and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Marine Micropaleontology

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2016 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

1 **Paleocene planktonic foraminifera from DSDP Site 356, South**
2 **Atlantic: Paleoceanographic inferences**

3 Guilherme Krahl¹, Eduardo A.M. Koutsoukos² and Gerson Fauth¹

4 ¹ Litt Fossil – Instituto Tecnológico de Micropaleontologia, Universidade do Vale do Rio
5 dos Sinos, Av. UNISINOS, 950, 93022-000, São Leopoldo, RS, Brazil;

6 gkrah1@unisin0s.br; gersonf@unisin0s.br

7 ² Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234,
8 69120 Heidelberg, Germany; ekoutsoukos@gmail.com

9

10 **Abstract**

11 In the present study the distribution of the planktic foraminifera in a section recovered
12 between the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary and the end of the Paleocene
13 (Daniano/Seladian), from core DSDP site 356, São Paulo plateau (South Atlantic), is
14 analyzed. The results point towards a gradual recovery of the marine pelagic ecosystem,
15 in the aftermath of the K/Pg mass-extinction event. The changes in distribution patterns
16 and composition of the Danian planktic foraminiferal assemblages are primarily related
17 to the instability and changing conditions of oceanic surface waters. The quantitative
18 analyses of the planktic foraminifera allowed the reconnaissance of a series of
19 speciation events that happened in the Danian, immediately after the K/Pg boundary,
20 marked by three distinct main intervals: (i) in the Pa zone, evidenced by the
21 predominance of specimens that likely inhabited the most superficial portions of the
22 water column (mixed layer), represented mostly by microperforated taxa (*Globoconusa*,
23 *Guembelitra*, *Parvularugoglobigerina* and *Woodringina*). The occurrence of this group

24 suggests poorly stratified water masses and a water column with meso-eutrophic
25 conditions. In this interval, the first appearance of spines in the planktic foraminifera
26 (*Eoglobigerina*, of the family Globigerinidae) evidences the development of a
27 carnivorous habit; (ii) between zones P1a and P2 there is a progressive increase of
28 specimens that inhabited the lower portions of the water column, in the thermocline and
29 sub-thermoline, suggesting the recovery of the pelagic ecosystem with the development
30 of a more stratified water column in mesotrophic to oligotrophic conditions; (iii) from
31 zone P3 onwards, most of the planktic foraminifera inhabited the lowest portions of the
32 water column, together with the first occurrences of mixed-layer endosymbiont-bearing
33 species such as *Morozovella*, *Acarinina* and *Igorina*.

34

35 **Key words:** Planktonic foraminifera, Paleocene, DSDP Site 356, Assemblages
36 distribution, Pale oceanographic conditions.

37

38 1. Introduction

39

40 The Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary event is one of the most widely studied as it
41 is the most recent of the 5 major mass extinctions, dated to ca. 66.04 Ma (Vandenberghe
42 et al., 2012). It constitutes one of the most significant biological crises in geological
43 history, which is used to define the boundary between the Mesozoic and Cenozoic Eras
44 (Molina, 2015). One of the most severely affected marine groups were the planktic
45 foraminifera, with about 95 % of species disappearing at the boundary (D'Hondt et al.,
46 1996; MacLeod et al., 1997). The post K/Pg boundary event, in the Paleocene interval
47 (66.05 to 56.00 Ma.; Gradstein et al., 2012), was a time of global warming, high oceanic

48 productivity and increasing depth-related specialization of the planktic foraminiferal
49 communities (Quillévéré and Norris, 2003).

50 These general patterns were associated with an explosive radiation of the trochospiral
51 planktonic foraminifera following the K/Pg event. Many of the major morphological
52 and ecological patterns became established during the earliest Paleocene (Quillévéré
53 and Norris, 2003). During the mass extinction there was a drastic collapse in the organic
54 flux to the sea bottom and in the marine calcium carbonate production (D'Hondt, 2005).
55 The progressive rhythm of biotic recovery resulted from major changes in the marine
56 ecosystem in the K/Pg aftermath. The biogeochemical recovery allowed opportunities to
57 the evolution of a diversified marine biota, among them the planktic foraminifera
58 (D'Hondt, 2005).

59 Based on the reorganization of the global pelagic ecosystems and on the complexity of
60 environmental parameters which influenced the planktic foraminifera population
61 dynamics (*e.g.*, the photic zone reorganization and temperature) this work aims to assess
62 the paleoceanographic effects in the planktic foraminifera assemblages in the aftermath
63 of the K/Pg event.

64

65 **2. Geologic Setting**

66

67 DSDP Site 356 is located on the southeastern part of the São Paulo Plateau
68 ($28^{\circ}17.22'S/41^{\circ}05.28'W$; 3175 m water depth), a physiographic feature that extends
69 from $20^{\circ}S$ (Vitória-Trindade Chain) to $28^{\circ}S$ (southern boundary of the Santos Basin, an
70 area affected by salt tectonics) (Fig. 1). Stretched continental crust composes its

71 basement and several volcanic intrusions occur, probably related to the process of
72 thermal crustal uplift associated with the breakup of Gondwana (Macedo, 1990).
73 The sedimentary record of the São Paulo Plateau at Site 356 was divided in seven
74 lithostratigraphic units (Units 1 to 7), ranging from the Albian to the Recent (Persch-
75 Nielsen et al., 1977). The sequence that encompasses the interval of the Paleocene (Unit
76 4), studied here, is constituted by hemipelagic carbonate sedimentation, predominantly
77 composed by nanofossil and nanofossil-foraminifera chalk (Persch-Nielsen et al.,
78 1977).

79

80 **3. Material and Methods**

81

82 For this study, 55 samples of Site 356 were used, between depths 411.82 mbsf (356-29-
83 3, 32-34) and 314.35 mbsf (356-17-3, 74-77), with sample spacing varying between
84 0.07m, close to the K/Pg boundary, and 8.70m, in the higher portions of the section. The
85 preparation of the samples designated for microfossils recovery consisted of the
86 following steps: (i) weighing of approximately 15g of sample material,; (ii) mechanical
87 breakdown of the samples; (iii) addition of hydrogen peroxide (H₂O₂ at 29%) until it
88 covered the samples, for 24 hours; (vi) washing through a 38µm-mesh sieve; (v) picking
89 of at least 400 specimens of planktic foraminifera. For the taxonomic identification of
90 the planktic foraminifera the specific and generic classifications of Olsson et al.(1999),
91 Liu and Olsson (1992) and Koutsoukos (2014) were used. Using the species and genera
92 recognized, The biostratigraphic study was based on the zonal scheme of Berggren et al.
93 (1995), revised by Gradstein et al. (2012). The Shannon-Wiener (H') and equitability (J)

94 analyses were done with the software PAST – Paleontological Statistics (Hammer et al.,
95 2001).

96 To measure the preservation degree of the planktic foraminiferal assemblages, the
97 following criteria, used by Huber & Leckie (2011), were adopted: E = excellent (sample
98 includes “glassy” shells with no evidence of recrystallization or secondary mineral
99 infilling or overgrowth); G = good (“frosty” shells with minor recrystallization, but no
100 evidence of secondary mineral infilling or overgrowth); M = moderate (opaque shells
101 with minor to significant shell recrystallization, presence of secondary mineral infilling
102 or overgrowth); P = poor (shells strongly recrystallized and infilled or strongly
103 fragmented).

104

105 **4. Results**

106

107 The good preservation of the Paleocene planktic foraminiferal assemblages present on
108 the 56 studied samples allowed for the identification of 43 species, distributed in 15
109 genera and 6 families. Three microperforate genus which survived the K/Pg boundary
110 were found: *Guembelitra*, *Zeauvigerina* and *Rectoguembelina*.

111

112 *4.1 A Biostratigraphy Reappraisal*

113

114 Based on the zonal scheme of Berggren et al. (1995), seven zones were identified in this
115 study (from P α to P3b) for the lower and upper Paleocene (Fig. 2). The studied interval

116 is above the Late Maastrichtian “*Pseudoguembelina hariaensis*” Zone (Robaszynski and
117 Caron, 1995), recognized by Kochhann et al. (2013) at Site 356. The
118 biostratigraphically relevant species recovered at the studied site and used in this work
119 are illustrated on Figure 3.

120 The P0 Zone [partial range of *Guembelitra cretacea* (Berggren et al., 1995)] could not
121 be identified due to an unconformity between depths 411.82 mbsf and 411.75 mbsf.
122 More precisely, the unconformity occurs between the *Pseudoguembelina palpebra* Zone
123 of the Maastrichtian, recognized by the last occurrence of typical species of the
124 Cretaceous, and by the first occurrence of *Parvularugoglobigerina eugubina*, which
125 marks the base of the P α Zone [total range of *P. eugubina* (Berggren et al., 1995)].

126 The P α Zone [total range of *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher and
127 Premoli Silva, 1964); Olsson et al., 1999] was recognized in the interval between
128 411.75 mbsf and 409.25 mbsf. In this interval, *Parvularugoglobigerina longiapertura*
129 (Blow, 1979) was also registered, whose stratigraphic range corroborates the
130 identification of the P α Zone, also identified within this zone by Koutsoukos (2014) for
131 the South Atlantic Ocean and by Arenillas et al. (2004) for the North Atlantic Ocean.

132 The P1a Zone [*Parvularugoglobigerina eugubina*-*Subbotina triloculinoides* Interval
133 Subzone (Berggren et al., 1995)] has its base (409.25 mbsf) defined by the last
134 occurrence of the species *Parvularugoglobigerina eugubina* and its top (402.77 mbsf)
135 by the first occurrence of *Subbotina triloculinoides*. The P1b Zone [*Subbotina*
136 *triloculinoides*-*Praemurica inconstans* Interval Subzone (Berggren et al., 1995)] has its
137 base defined by the first appearance of *Subbotina triloculinoides* at 402.77 mbsf and its
138 top by the first appearance of *Praemurica inconstans* and *Globanomalina compressa*, at
139 391.77 mbsf. The P1c Subzone [*Praemurica inconstans* / *Praemurica uncinata* Interval

140 Subzone (Berggren et al., 1995)] has its base defined by the first appearance of
141 *Praemurica inconstans* and *Globanomalina compressa* at 391.77 mbsf and its top by the
142 appearance of *Praemurica uncinata* at 385.24 mbsf.

143 The P2 Zone [*Praemurica uncinata*-*Morozovella angulata* Interval Zone (Berggren et
144 al., 1995)] was recognized in the interval between 385.24 mbsf, by the first occurrence
145 of *Praemurica uncinata*, and 377.24 mbsf, by the first occurrence of *Morozovella*
146 *angulata*.

147 The P3a Subzone [*Morozovella angulata* - *Igorina albeari* Interval Subzone (Berggren
148 et al., 1995)] was recognized between the depths of 377.24 mbsf, first occurrence of
149 *Morozovella angulata*, and of 363.24 mbsf, first occurrence of the *Igorina albeari*. The
150 P3b Subzone [*Igorina albeari*-*Globanomalina pseudomenardii* Interval Subzone
151 (Berggren et al., 1995)] begins at 363.24 mbsf, first occurrence of *Igorina albeari*, and
152 extends until the top of the section at 314.35 mbsf, due to the absence of forms typical
153 for the P4 Zone (*Globanomalina pseudomenardii*).

154

155 4.2 Planktonic foraminiferal distribution

156

157 In this study, the main planktonic foraminifera lineages that would originate the
158 Globigerinina family in the Paleocene were recognized (Fig. 4). Four lineages belong to
159 normal perforate groups (Olsson et al., 1992; Olsson et al., 1999) and the other three to
160 microperforate ones (Liu and Olsson, 1992; Fig.8; pg.337). For the normal perforate
161 species, we recognized: (i) a lineage with spines and cancellated texture, represented by
162 the genera *Eoglobigerina*, *Parasubbotina* and *Subbotina* (Globigerinidae); (ii) a

163 nonspinose lineage with a premuricate texture (cancellated), represented by the genera
164 *Praemurica* and *Igorina* (Truncorotaloididae); (iii) a nonspinose lineage with a smooth
165 texture, represented by the genus *Globanomalina* (Hedbergellidae); (iv) a nonspinose
166 lineage with a muricate texture, represented by the genera *Acarinina* and *Morozovella*
167 (Truncorotaloididae). For the lineage with microperforate species, we recognized: (i) a
168 lineage with a smooth surface, with blunt pustules and perforation cones, triserial to
169 biserial, represented by the genera *Woodringina-Guembelitria* (Guembeltriidae) and
170 *Chiloguembelina* (Chiloguembelinidae); (ii) *Globoconusa* (Guembeltriidae), hispid,
171 with blunt to sharp-pointed pustules and trochoid to trilobate; (iii) a lineage with a
172 pustulated to smooth surface with a trochospiral chamber arrangement, represented by
173 the genus *Parvularugoglobigerina* (Guembeltriidae). The principal species recovered at
174 the studied site and used in this work are illustrated on Figure 5.

175 The abundace, characterized by the different number of species per sample. show little
176 variation throughout the Paleocene section on site 356, with values varying between 12
177 and 18 for the interval. The Shannon-Wiener diversity index (H') depends on the
178 number of taxa recognized and their relative abundance (Hammer and Harper, 2006).
179 This index is defined by the equation $H' = -\sum p_i \ln p_i$, where p_i corresponds to the
180 proportion of each species in the assembly. Throughout the section, the Shannon-Wiener
181 (H') values show an average of 2.835, with a minimum value of 1.3310 at a depth of
182 411.20 mbsf and a maximum value of 2.6180 at a depth of 318.74 mbsf. The lowest
183 Shannon-Wiener (H') values were found in the interval that encompasses the base of the
184 section, in the Pa biozone, with values between 1.3310 and 2.1360 (average of 1.7962).
185 Equability (J) is a distribution index in which normalized values of the Shannon-
186 Wiener's (H') diversity index are applied, which oscillate between zero (when a species
187 dominates the assembly) and one (when all assembly species show the same relative

188 abundance). This index is defined by the equation $J=H'/Hmax$ (Hammer and Harper,
189 2006). The equability values (J) throughout the section have a maximum variation of
190 0.9299 at depth 321.74 mbsf and a minimum value of 0.4801 at depth 411.20 mbsf,
191 with an average of 0.8542 throughout the section. A low equitability index (J) can be
192 seen at the section's base, Pa biozone (average of 0.6428), with a maximum value of
193 0.7887 and a minimum of 0.4801. The Shannon-Wiener (H') and equability (J) diversity
194 indexes displayed a large positive correlation ($r=0.8498$) throughout site 356, which
195 allows the inference of an equal distribution of the relative abundances in this section.

196 The distribution pattern of the planktonic foraminifera species in site 356 shows a
197 dominance of forms with normal perforate texture (Fig. 6). However, at the base of the
198 base (Pa zone; Danian), a predominance of microperforate forms can be seen, with
199 pattern similar to the one observed by Koutsoukos (1996 and 2014) for the South
200 Atlantic. In the interval of the base of the Daniano, the dominant microperforate forms
201 belong to the Guembelitridae family, which are described as: “surface texture
202 microperforate, smooth to pustulose; when present, pustules or small mounds generally
203 perforated by one or more pores (“pore mounds”) (*Guembelitra*,
204 *Parvularugoglobigerina*, *Woodringina*) or peripherally associated with pores
205 (*Globoconusa*) (pg. 77; Olsson et al., 1999). A number of microperforate forms that
206 survived the K/Pg limit were recognized on site 356, such as: *Zeuwigera*
207 *waiparaensis*, *Rectoguembelina cretacea* and *Guembelitra cretacea*, the latter
208 considered the predecessor of a large number of microperforate forms of the Cenozoic
209 (Liu and Olsson, 1992). The occurrence of *Rectoguembelina cretacea*, between samples
210 385.24 mbsf and 371.90 mbsf (Zone P2), was also verified on site 1253 by Birch
211 (2013), in the eastern portion of the South Atlantic. Genera with smooth textures, such
212 as *Chiloguembelina*, represented by the *Ch. midwayensis* and *Ch. morsei* species, and of

213 *Woodringina*, represented by *Wo. hornerstownensis* and *Wo. claytonensis*, show a
214 positive correlation in their abundance pattern with the *Guembelitra* genus, which is
215 abundant in the base of the Daniano (Zone P α) between samples 411.75 mbsf and
216 410.77 mbsf. *Globocunusa dedjaouaensis*, characterized by a smooth texture with sharp
217 pustules, show a continuous recovery throughout all of the Daniano, from the K/Pg limit
218 to the P2 zone, whose last occurrence can be observed at the depth of 380.76 mbsf.

219 The normal perforate are the most abundant group throughout site 356. At the K/Pg
220 limit, a large part of the trochospiral foraminifera went extinct, surviving only
221 *Hedbergella homdellensis* and *H. mondmoutehsis*, which were responsible for the
222 subsequent evolutionary radiation of the foraminifera throughout the Paleocene (Olsson
223 et al., 1999). In the interval that encompasses the Danian, the first forms that gave rise
224 to the subsequent evolutionary radiation of the Cenozoic can be seen (Koutsoukos, 1996
225 and 2014; Aze et al., 2011; Birch et al., 2012). However, in site 356 site, only the
226 progenitor forms were recovered, with the two others survivors of the K/Pg being
227 absent, from which the Hedbergellidae (*Globanomalina*), Truncorotaloididae
228 (*Praemurica*, *Igorina*, *Acarinina* and *Morozovella*) and Globigerinidae (*Eoglobigerina*,
229 *Parasubbotina* and *Subbotina*) families were recognized.

230 Occurrences of Hedbergellidae were registered throughout the whole section, between
231 P α and P3b (Danian to Seladian). In the Danian, the first forms of this family, are seen in
232 the P α zone, represented by the species *Globanomalina archaeocompressa*, *Gl. imitata*,
233 *Gl. planocompressa* and *Gl. compressa*, the latter, with its first occurrence at the base of
234 the P1c biozone (a marker of this biozone). At the Seladian interval, in biozones P3a
235 and P3b, were recognized the species *Globanomalina chamani* and *Gl. ehrenbergi*,
236 demonstrating the same pattern seen in the global occurrences of these taxa (Olsson et
237 al. 1999). However, according to Koutsoukos (2014; pg.137), the almost complete

238 absence of *Globanomalina* in the Daniano “indicates that their early evolutions took
239 place in different paleogeographic region”, which can be observed in other sections of
240 the lower Danian of the South Atlantic, like Koutsoukos (1996) and Koutsoukos (2014),
241 and this study.

242 The Truncorotaloididae family shows a continuum recovery throughout the whole
243 studied section. The first recognized forms from this family belong to the *Praemurica*
244 (*Pr. nikolasi*, *Pr. taurica*, *Pr. pseudoinconstans*, *Pr. inconstans*, *Pr. uncinata*) genus and
245 were also observed by Koutsoukos (2014) for the K/Pg - P1c zone interval. The species
246 *Praemurica nikolasi* was recognized by Koutsoukos (2014) in the Campos basin (west
247 of the South Atlantic), between the biozones P α and P1c (Danian), could also be
248 observed in this study, confirming the stratigraphic range of this species. The largest
249 amount of Truncorotaloididae taxa can be seen from the P2 zone onwards, with the first
250 appearance of *Morozovella praeangulata* and, afterwards, in the P3a zone (Seladian),
251 with the presence of keeled forms like: *Morozovella angulata*, *Mo. velascoensis*, *Mo.*
252 *apanthesma*, *Mo. conicotruncana* and *Mo. aclusa*. The *Igorina* (*Ig. albeari*, *Ig. pusilla*
253 and *Ig. tadjensis*) and *Acarinina* (*Ac. strabocella*) genus had their first occurrences in
254 the Seladian, which shows a pattern similar to the global distribution of these taxa
255 (Olsson et al., 1999; Quillevere and Norris, 2003).

256 The Globigerinidae family have a continuous occurrence throughout site 356. The
257 *Eoglobigerina* (*E. edita*, *E. eubulloides* and *E. spiralis*) genus, represents the first spined
258 forms of this family, occurring throughout the Cenozoic. In this study, *Eoglobigerina*
259 was identified from the P α zone to the P2 zone, between the depths 411.75 mbsf and
260 380.76 mbsf. *Subbotina* and *Parasubbotina* also show a continuous recovery throughout
261 the whole section. *Subbotina trivialis* and *S. triloculinoides* were recognized in the
262 Danian interval. In the Seladian, were recognized *Su. velascoensis* and *Su. triangularis*.

263 The genus *Parasubbotina*, characterized by its cancellate carapace with spines and a
264 low spiral, shows a continuous recovery throughout the whole Daniano interval
265 (*Parasubbotina varianta* and *Pa. pseudobulloides*). On the Seladian, forms with an
266 elevated spiral were recognized, such as *Parasubbotina varioespira*, with their first
267 occurrence at a depth of 374.27 mbsf, in the P3a zone.

268

269 *4.3 Paleocological and Paleoceanographic inferences*

270

271 Planktonic foraminifera species and/or genera are vertically distributed in the water
272 column, inhabiting different depths, which allows for numerous paleocological and/or
273 paleoceanographic interpretations (Hemleben et al., 1989). Interpretations of the pelagic
274 system are based on the compilation of isotopic signal data ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) on the
275 carapace of planktonic foraminifera. This method allows for the identification of which
276 ecological niche in the water column the planktonic foraminifera inhabit [mix layer,
277 thermocline or sub-thermocline (Aze et al., 2001)].

278 Based on the data collected from isotopic signatures on carapaces (Aze et al., 2011;
279 Olsson et al., 1999; Boersma et al., 1979; D'Hondt and Zachos, 1993; Liu and Olsson,
280 1992; Boerma and Premoli Silva, 1983; Huber and Boersma, 1994), the planktonic
281 foraminifera studied in this paper were included in four specific groups (Table 1): (i)
282 Mix-layer, with photosymbionts; (ii) Mix-layer; (iii) thermocline; (vi) sub-thermocline.
283 The forms with a preference for shallow pelagic waters (shallower pelagic dwellers)
284 inhabit the mix-layer, while deep water forms (deeper pelagic dwellers) inhabit the
285 thermocline and sub-thermocline (Aze et al., 2011).

286 From the vertical distribution of the species in the water column and their relationship
287 with symbiotic organisms, it was possible to observe three distinct distribution patterns
288 in the planktonic foraminifera assemblage (Fig. 7): (i) the first one occurs in the lower
289 part of the section (biozone P α), where forms that inhabit the shallower portions of the
290 water column predominate (mix-layer), represented mainly by microperforate forms
291 (eg. *Guembelitra cretacea*); (ii) the second, between biozones P1 and P2, with a
292 progressive increase in forms that inhabit the lower portions of the water column in the
293 thermocline and sub-thermocline; (iii) the third, from biozone P2 onwards, extending to
294 biozone P3, where an abundance in forms that inhabit the lower portions of the water
295 column can be seen, alongside the first abundant occurrence of mix-layer forms with
296 photosymbionts (eg. *Igorina*, *Morozovella* and *Acarinina*).

297 Within the *Parvularuglobigerina eugubina* (P α) Zone (lower Paleocene – Danian), in
298 the interval comprising samples between 411.75 mbsf and 410.77 mbsf (Fig. 8),
299 assemblages are dominated by microperforate forms, including the families
300 Guembelitriidae (*Globoconusa*, *Guembelitra*, *Parvularugoglobigerina* and
301 *Woodringina*) and Chiloguembelinidae (*Chiloguembelina*). Guembelitriidae species
302 usually inhabit surface waters within the mixed layer (Aze et al., 2011), while
303 Chiloguembelinidae species prefer deeper (thermocline) waters.

304 Furthermore, this interval records the dominance of *Guembelitra cretacea*, which is an
305 opportunistic species able to survive during periods of drastic changes in the marine
306 ecosystem (Kroon and Nederbragt, 1990). This dominance of *Guembelitra cretacea*
307 may imply the occurrence of eutrophic surface waters after the K/Pg event, being in
308 accordance to previous observations in the South Atlantic Ocean (Koutzoukos, 1996,
309 2014; Birch, 2011), Bidart section (France - Gallala et al., 2009), Gurpi Formation (SW
310 Iran - Beiranvand and Ghasemi-Nejad, 2013) and Elles II section (Tunisia - Keller et al.,

311 2002). We recognized the predecessors of Cenozoic forms, with smooth tests without
312 spines (*Globanomalina*), cancellate tests without spines (*Praemurica*) and cancellate
313 tests with spines (*Eoglobigerina*, *Parasubbotina* e *Subbotina*). According to Hemleben
314 et al. (1991), the evolution of spines occurred during the Cenozoic as this group moved
315 to a new niche and changed to a carnivorous feeding strategy. Within this interval at
316 Site 356, there are few spinous species that inhabit deeper segments of the water column
317 (e.g., thermocline), further suggesting reduced stratification and/or eutrophic conditions.

318 Planktonic foraminiferal assemblages of the Zones P1a and P2 (lower to upper
319 Paleocene – Danian), with samples ranging from 410.77 mbsf and 380.76 mbsf (Fig. 8),
320 show a decline in the abundances of microperforate forms and a progressive dominance
321 of normally perforate cancellate forms with spines assigned to the family
322 Globigerinidae (*Parasubbotina* and *Subbotina*). Besides Globigerinidae, normally
323 perforate cancellate forms without spines, assigned to the family Truncorotaloididae
324 (*Praemurica*), are also abundant. Stable oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) measurements on
325 *Subbotina* and *Parasubbotina* specimens with different test sizes reveal a positive
326 correlation between sizes and $\delta^{18}\text{O}$ values, suggesting a preference for deeper niches in
327 the water column (Birch et al., 2012). These genera probably maintained a relatively
328 constant depth habitat within or below the thermocline (Pearson et al., 1993; D'Hondt et
329 al., 1994; Norris, 1996; Quillévéré et al., 2001; Coxall et al., 2007). We also identified
330 an increase in abundance of the genus *Globanomalina*, probably a deeper/thermocline
331 dweller (Olsson et al., 1999; Aze et al., 2011). The increase in abundance of
332 *Chiloguembelina* and normally perforate forms with spines, such as *Subbotina* and
333 *Parasubbotina*, suggests an enhanced and stable water column stratification and meso-
334 to oligotrophic conditions during this interval at Site 356.

335 Within Subzones P3a and P3b, between 377.24 mbsf and 314.35 mbsf (Fig. 8),
336 planktonic foraminiferal assemblages show increased abundances of deep dwelling
337 (mixed layer) species, such as *Acarinina* [nonspinose, cancellate wall, no keel, strongly
338 muricate (Olsson et al., 1999; pg. 15)], *Igorina* [nonspinose, thick and crusted wall,
339 keeled in advanced forms (Olsson et al., 1999; pg. 15)] and *Morozovella* [nonspinose,
340 conical chambers, muricate wall (Olsson et al., 1999; pg. 15)]. All these genera are
341 assigned to the family Truncorotaloididae (Bergger and Norris, 1997; Olsson et al.,
342 1999).

343 Stable isotope measurements of *Morozovella*, *Acarinina* and *Igorina* tests, which are
344 abundant in Subzones P3a and P3b, suggest that these taxa maintained symbiosis with
345 chrysophytes and dinoflagellates (in analogy with modern planktonic foraminifera)
346 during the middle Paleocene (Norris, 1996). Evolution to this new ecologic strategy
347 must have been gradual, but the subsequent rapid radiartion of symbiotic species
348 suggests that it allowed the “muricate” group to diversify into an expanding ecologic
349 opportunity typified by food-poor oligotrophic pelagic environments at low latitudes
350 (Norris, 1996; D’Hondt and Zachos, 1998; Coxall et al., 2006; Fuqua et al., 2008; Birch
351 et al., 2012).

352 A similar pattern of increased abundances and diversity of *Morozovella*, *Acarinina* and
353 *Igorina* was also observed in other sections spanning the Danian/Seladian transition, as
354 for instance in the South Atlantic Ocean (Coxall et al., 2006; Birch et al., 2012), North
355 Atlantic and Pacific Oceans (Berggren and Norris, 1997) and sections in Spain
356 (Arenillas and Molina, 1995, 1997). In this interval at Site 356, increased abundances of
357 deep dwellers, such as *Subbotina* and *Parasubbotina*, and forms that maintained
358 photosymbiots, such as *Acarinina*, *Morozovella* and *Igorina*, suggest a well stratified

359 water column and oligotrophic conditions, as well as the total recovery of the nutrient
360 cycle in the pelagic realm following the K/Pg event.

361

362 **5. Discussions**

363

364 The study of the planktonic foraminifera of Site 356, allowed for the definition of three
365 intervals with different faunal tendencies and dominance, which show the recovery of
366 the pelagic marine ecosystem, which was heavily affected by the K/T extinction event.

367 On the first levels of the Danian, in the P α biozone, the distribution and dominance of
368 *Guembeltria cretacea* suggest a poorly stratified water column, under eutrophic
369 conditions. In the interval between P1a and P2, a progressive tendency towards
370 mesotrophic to oligotrophic conditions can be seen. At the top of the section, stratified
371 and oligotrophic water column conditions dominate. The paleoceanographic scenario
372 proposed for this section is similar to the remarks made by Koutsoukos (1996) for the
373 Potiguar basin (Brasil).

374 The Truncorotaloididae family shows a rapid evolutionary radiation between biozones
375 P2 and P3a. In the P2 biozone there is the first record of the genus *Morozovella*, the first
376 photosymbiotic genera of the Cenozoic, which shows the recovery of the nutrients level
377 in the water column. In the P3a biozone, there is a diversification of the genus
378 *Morozovella* and the first appearance of *Acarinina* and *Igorina*, photosymbiotic genera
379 and inhabitants of the superficial portions of the water column. Rare are the marine
380 sedimentary sections in the South Atlantic that cover this time interval (between P2 and
381 P3b), such as Site 1262 (Birch et al, 2012) and Site 528 (Coxall et al., 2006), both

382 located in the east portion (Walvis Ridge) of this ocean. These two sections show a
383 clear similarity with the results found in this work, with a progressive recovery and
384 diversification of the planktonic foraminifer fauna, from biozone P2 onwards.

385 Considering the progressive recovery of the pelagic ecosystem, heavily affected by the
386 events of the K/Pg boundary, it was possible to recognize two pulses of faunal
387 variations in this section. The first, in the section's lower portion (P α biozone), is
388 characterized by the dominance of microperforate forms, typical of a mix-layer
389 environment. The second, between biozones P2 and P3a, is characterized by the
390 appearance of mix-layer normal perforate forms with the presence of photosymbionts,
391 as well as an abundance of species that inhabit the lower portions of the water column.

392 These results are in agreement with the ones found by Coxall et al., (2006), in Sites 528
393 (Walvis Ridge; South Atlantic) and 577 (Shatsky Rise; Western North Pacific). Coxall
394 et al. (2006), based on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, suggest two biochemical and evolutionary
395 recovery stages: (Coxall et al., 2006; pg. 298) “(1) rapid initial phase, which established
396 basic test shapes and generic diversity but had relatively low species diversity, and (2) a
397 delayed second phase, which peaked ~ 4 m.y. after the extinction and contributed
398 further important Paleogene lineages and returned Paleocene diversity to close to pre-
399 extinction levels”. In this work, it was not possible to recognize the first marine
400 recovery phase observed by Coxall et al. (2006) in the initial stages after the K/Pg
401 extinction event, likely due to the absence of this time interval at the base of the Danian.

402 The second recovery phase was initially observed between the depth 381.24 mbsf and
403 the top of the section, at 314.35 mbsf, evidenced by the faunal diversification and the
404 appearance of photosymbiotic forms, such as *Acarinina* and *Morozovella*.

405 At the base of the section (P α biozone), there is an abundance of microperforate
406 specimes. In this biozone, the lowest Shannow-Wiener (H') and equitability (J) values

407 were found, related to the dominance of *Guembelitra cretacea* and of microperforate
408 forms, which suggest that, for this interval, the water column was poorly stratified, and
409 eutrophic conditions predominated. The eutrophication of the surface waters in the
410 beginning of the Danian may have inhibited the appearance of taxa with
411 photosymbionts in the photic zone, which favored the proliferation of the first omnivore
412 and/or carnivore forms. In this context, the development of spines in *Eoglobigerina*
413 supports the development of a carnivorous diet for this taxon (Hemleben et al., 1991).
414 Similarly to the development of spines, the origin of the cancellate wall structure at the
415 Danian likely lies in the modification of the wall texture in response to a rapid
416 ecological adaptation to different habitats (Olsson et al., 1992).

417 The progressive recovery of the pelagic ecosystem can be seen between biozones P1a
418 and P2. Throughout the Danian, the quick appearance of new spinous genera, which
419 inhabit the deepest portion of the column (thermocline and subthermocline), can be
420 seen, such as *Subbotina* e *Parasubbotina*. In the interval that covers biozones P1 and
421 P2, there is a progressive increase of forms that occupy deep water niches, under
422 eutrophic to oligotrophic water column conditions. From the Danian/Seladian transition,
423 between biozones P2 and P3a, a total recovery of marine conditions can be seen, with
424 oligotrophic conditions in the water column and an increase of photosymbionts in
425 planktonic foraminifera, related to the appearance of new genera and abundant forms
426 (Fig. 9).

427

428 **6. Concluding remarks**

429

430 Based on the identification of the planktonic foraminifer fauna, seven biozones (zones
431 and subzones) were recognized in Site 356. In the Danian, the following biozones were
432 recognized: P α (*Parvularugoglobigerina eugubina* Taxon-range Zone), P1a
433 (*Parasubbotina pseudobulloides* Partial-range Subzone), P1b (*Subbotina triloculinoides*
434 Lowest-occurrence Subzone) P1c (*Globanomalina compressa/Praemurica inconstans*
435 Lowest-occurrence Subzone) and P2 (*Praemurica uncinata* Lowest-occurrence Zone).
436 Biozone (P0), that corresponds to the base of the Paleocene (Danian), was absent. In the
437 Seladian interval the subzones P3a (*Morozovella angulata -Igorina albeari* interval
438 subzone) and P3b (*Igorina albeari-Globanomalina pseudomenardii* interval subzone)
439 were recognized.

440 The quantitative analysis of the planktonic foraminifer assemblage allowed for the
441 recognition of a series of evolutionary speciation events that took place after the K/Pg
442 extinction. Normal perforate forms that survived the K/Pg limit, such as *Hedbergella*
443 *monmouthensis* and *Hd. Holmdelensis*, were not found in Site 356. Throughout the
444 section, it was possible to recognize all microperforate (Chiloguembelinidae,
445 Guembelitrriidae and Heterohelicidae) and normal perforate (Hedberguellidae,
446 Globigerinidae e Truncorotaloididae) families, which are the progenitors of the
447 planktonic foraminifera fauna of the Cenozoic.

448 Considering the planktonic foraminifera fauna recovered in this material, it is possible
449 to distinguish three levels where there is a change in the abundance and ecology of the
450 pelagic biota. The first, after the K/Pg event, is in the P α biozone, between depths
451 411.75 mbsf and 410.77 mbsf, shown by the predominance of forms that inhabit the
452 superficial portions of the water column (mix-layer), represented mainly by
453 microperforate ones (eg. *Guembelitra cretacea*), which suggest a poorly stratified water
454 mass with eutrophic water column conditions. A second phase, between biozones P1a

455 and P2 (between 409.25 mbsf and 380.76 mbsf), can be seen by the progressive increase
456 of forms that inhabit the lower portions of the water column (in the thermocline and
457 sub-thermocline), which suggest a progressive recovery of the pelagic ecosystem and
458 the development of a stratified water column with mesotrophic conditions. A third pulse
459 (between 377.24 mbsf and 314.35 mbsf), from biozones P2 and P3, can be observed,
460 with the predominance of forms that inhabit the lower portions of the water column, as
461 well as the first abundant occurrence of mix-layer forms with photosymbionts, such as
462 *Morozovella*, *Acarinina* and *Igorina*, which suggest oligotrophic conditions for the
463 water column and the reestablishment of the nutrient cycle in the marine pelagic
464 environment for this portion of the South Atlantic.

465

466 **Appendix A. List of identified taxa.**

467

468 Taxonomic list of all planktonic foraminifera to Paleocene recognized in the Site
469 356, arranged in paleontological systematic. The generic and specific concepts follow
470 Liu & Olsson (1992) and Olsson *et al.* (1999), information given in the Paleocene
471 Planktonic Foraminiferal Taxonomic Dictionary
472 (http://portal.chronos.org/gridsphere/gridsphere?cid=res_foram).

473 *Acarinina strabocella* (Loeblich and Tappan, 1957)

474 *Chiloguembelina midwayensis* (Cuhsman, 1940)

475 *Chiloguembelina morsei* (Kline, 1943)

476 *Chiloguembelina subtriangularis* (Beckmann, 1957)

477 *Eoglobigerina edita* (Subbotina, 1953)

478 *Eoglobigerina eobulloides* (Morozova, 1959)

- 479 *Eoglobigerina spiralis* (Bolli, 1957)
- 480 *Globanomalina archeocompressa* (Blow, 1979)
- 481 *Globanomalina compressa* (Plummer, 1926)
- 482 *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli, 1957)
- 483 *Globanomalina imitata* (Subbotina, 1953)
- 484 *Globanomalina planocompressa* (Shutskaya, 1965)
- 485 *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann, 1953)
- 486 *Guembelitra cretacea* Cushman, 1933
- 487 *Igorina albeari* (Cushman and Bermúdez, 1949)
- 488 *Igorina pusilla* (Bolli, 1957)
- 489 *Igorina tadjikistanensis* (Bykova, 1953)
- 490 *Morozovella acutispira* (White, 1928)
- 491 *Morozovella angulata* (White, 1928)
- 492 *Morozovella apantesma* (Loeblich and Tappan, 1957)
- 493 *Morozovella conicotruncata* (Subbotina, 1947)
- 494 *Morozovella praeangulata* (Blow, 1979)
- 495 *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925)
- 496 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1926)
- 497 *Parasubbotina varianta* (Subbotina, 1953)
- 498 *Parasubbotina varioespira* (Belford, 1984)
- 499 *Parvularugoglobigerina alabamensis* (Liu & Olsson, 1992)
- 500 *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher & Premoli Silva, 1964)
- 501 *Parvularugoglobigerina longiapertura* Blow, 1979
- 502 *Praemurica nikolasi* (Koutsoukos, 2014)
- 503 *Praemurica inconstans* (Subbotina, 1953)

- 504 *Praemurica pseudoinconstans* (Blow, 1979)
505 *Praemurica taurica* (Morozova, 1961)
506 *Praemurica uncinata* (Bolli, 1957)
507 *Rectoguembelina cretacea* Cushman, 1932
508 *Subbotina trivialis* (Subbotina, 1953)
509 *Subbotina triangularis* (White, 1928)
510 *Subbotina velascoensis* (Cushman, 1925)
511 *Subbotina triloculinoides* (Plummer, 1926)
512 *Woodringina claytonensis* Loeblich & Tappan, 1957
513 *Woodringina hornerstownensis* Olsson, 1960
514 *Woodringina irregularis* (Morozova, 1961)
515 *Zeauvigerina waiparaensis* (Jenkins, 1965)

516

517 **References**

518

- 519 Arenillas, I., Molina, E., 1995. Quantitative analysis of Paleocene plankonic
520 foraminifera at Zumaya: paleoenvironmental implications and paleoceanographic event.
521 *Geogaceta* 17, 23–26.
- 522 Arenillas, I., Molina, E., 1997. Análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos
523 del Paleoceno de Caravaca (Cordillera Bética): bioestratigrafía y evolución de las
524 asociaciones *Revista Española de Paleontología* 12, 207–23.
- 525 Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E., 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal
526 zonations and subzonation of the lower Danian. *Lethaia* 37, 79–95.

527 Aze T., Ezard T.H.G., Purvis A., Coxall H.K., Stewart R.M., Wade B.S., Pearson P.N.,
528 2011. A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil
529 data. *Biological Reviews* 86, 900–927.

530 Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E., 2013. High resolution Planktonic foraminiferal
531 Biostratigraphy of the Gurpi Formation, K/Pg Boundary of the Izeh Zone, SW Iran.
532 *Revista Brasileira de Paleontologia* 16, 5–26.

533 Berggren, W.A., Norris, R.D., 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematics of
534 Paleocene trochospiral planktic foraminifera. *Micropaleontology* 43, 1–116.

535 Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P., 1995. A revised Cenozoic
536 Geochronology and Chronostratigraphy. Society for Sedimentary Geology. Special
537 Publication 57, 120–212.

538 Birch, H.S., 2011. Pelagic Ecosystem and Carbon System Response to the K/Pg
539 boundary Mass Extinction. Ph.D. Thesis, Institute of Philosophy, University Cardiff, pp.
540 283.

541 Birch, H.S., Coxall, H.K., Pearson, P.N., 2012. Evolutionary ecology of Early
542 Paleocene planktonic foraminifera: size, depth habitat and symbiosis. *Paleobiology* 38,
543 374–390.

544 Blow, W.H., 1979. The Cainozoic Globigerinida, a study of the morphology, taxonomy,
545 evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some globigerinida.
546 volume 3, Leiden, pp. 1413.

547 Boersma, A., Premoli Silva, I., 1983. Paleocene planktonic foraminiferal biogeography
548 and the paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*. 29, 355–381.

549 Boersma, A., Hall, M., Given, Q., 1979. Carbon and oxygen isotope records at DSDP
550 Site 384 (North Atlantic) and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope
551 variations in the Atlantic Ocean, in: Tucholke, B.E., et al. (Eds.), Deep Sea Drilling
552 Program Initial Reports, 43 volume, United State Government Printing Office,
553 Washington, pp. 695–717.

554 Coxall H.K., Pearson P.N., Shackleton N.J., Hall M., 2000. Hantkeninid depth evolution;
555 an evolving life strategy in a changing ocean. *Geology* 28:87–90.

556 Coxall H.K., D'Hondt S., Zachos J.C., 2006. Pelagic evolution and environmental
557 recovery after the Cretaceous-Paleogene mass extinction. *Geology* 34, 297–300.

558 Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pearson, P.N., Sexton P.F., 2007. Iterative evolution of
559 digitate planktonic foraminifera. *Paleobiology* 33, 495–516.

560 D'Hondt, S., Herbert, T.D., King, J., Gibson, C., 1996. Planktic foraminifera, asteroids,
561 and marine production: Death and recovery at the Cretaceous-Tertiary boundary, in:
562 Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S, (Eds.), *The Cretaceous-Tertiary Event and Other*
563 *Catastrophes in Earth History*, Special Papers Geological Society of America 307, 303–
564 317.

565 D'Hondt, S., Zachos, J.C., 1993. On Stable Isotopic Variation and Earliest Paleocene
566 Planktonic Foraminifera. *Paleoceanography* 8, 527–547.

567 D'Hondt, S., Keller, G., 1991. Some Patterns of Planktic Foraminiferal Assemblage
568 Turnover at the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Marine Micropaleontology* 17, 77–118.

569 D'Hondt S., 2005. Consequences of the Cretaceous/Paleogene Mass Extinction for
570 Marine Ecosystems. *Annual Reviews of Ecology, Evolution and Systematics* 36, 295–
571 317.

572 D'Hondt, S., Zachos, J.C., Schultz, G., 1994. Stable isotope signals and photosymbiosis
573 in Late Paleocene planktic foraminifera. *Paleobiology* 20, 391–406.

574 D'Hondt, S., Zachos, J.C., 1998. Cretaceous foraminifera and the evolutionary history of
575 planktic photosymbiosis. *Paleobiology* 24, 512–523.

576 Fuqua, L.M., Bralower, T.J., Arthur, M.A., Patzkowsky, M.E., 2008. Evolution of
577 calcareous nannoplankton and the recovery of marine food webs after the Cretaceous-
578 Paleocene mass extinction. *Palaios* 23, 185–194.

579 Gallala, N., Zaghib-Turki, D., Arenillas, I., Arz J.A., Molina, E., 2009. Catastrophic
580 mass extinction and assemblage evolution in planktic foraminifera across the
581 Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary at Bidart (SW France). *Marine*
582 *Micropaleontology* 72, 196–209.

583 Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. *The Geological Time*
584 *Scale 2012*, 2 volume, Elsevier, Amsterdam, 1144 pp.

585 Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistic
586 software package for education and data analysis. *Paleontologia Electronica* 4, 1–9.

587 Hammer, O., Harper, D.A.T., 2006. *Paleontological Data Analysis*. Blackwell
588 Publishing, Oxford, pp. 351.

589 Hallock P., Premoli Silva I., Boersma, A., 1991. Similarities between planktonic and
590 larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes.
591 *Palaeoceanography. Palaeoclimatology, Palaeoecology* 83, 49–64.

592 Hemleben Ch., Spindler M., Anderson O.R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*.
593 Springer-Verlag, New York, pp. 363.

594 Hemleben, Ch., Mühlen, D., Olsson, R.K., Berggren, W.A., 1991. Surface Texture and
595 the First Occurrence of Spines in Planktonic Foraminifera from the Early Tertiary.
596 Geologisches Jahrbuch 128, 117–146.

597 Huber B.T., Boersma A., 1994. Cretaceous Origin of *Zeauvigerina* and Its Relationship
598 to Paleocene Biserial Planktonic Foraminifera. Journal of Foraminiferal Research 24,
599 268–287.

600 Huber B.T., Leckie R.M., 2011. Planktonic foraminifera species turnover across deep-
601 sea Aptian/Albian boundary sections. Journal of Foraminiferal Research 41, 53–95.

602 Keller, G.; Adatte, T.; Stinnesbeck, W.; Luciani, V.; Karoui-Yaakoub, N., Zaghbib-
603 Turki, D., 2002. Paleoecology of the Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic
604 foraminifera. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 178, 257–297.

605 Kochhann, K.G.D.; Lopes, F.M.; Krahl, G.; Aguiar, E., Fauth, G., 2014. Late
606 Cretaceous-Early Paleogene (?Turonian to Early Danian) Planktic Foraminifera From
607 DSDP Site 356: A Biostratigraphic Reappraisal. Revista Brasileira de Paleontologia 17,
608 157–168.

609 Koutsoukos E.A.M., 1996. Phenotypic experiments into new pelagic niches in early
610 Danian planktonic foraminifera: aftermath of the K/T boundary event. Biotic Recovery
611 from Mass Extinction Events, Geological Society Special Publication 102, 319–335.

612 Koutsoukos, E.A.M., 2014. Phenotypic plasticity, speciation, and phylogeny Early
613 Danian Planktonic foraminifera. Journal of Foraminiferal Research 44, 109–142.

614 Kroon, D., Nederbragt, A.J., 1990. Ecology and paleoecology of triserial planktic
615 foraminifera. Marine Micropaleontology 16, 25–38.

616 Liu, C., Olsson, R.K., 1992. Evolutionary Adaptive Radiation of Microperforate
617 Planktonic Foraminifera Following the K/T Mass Extinction Event. *Journal of*
618 *Foraminiferal Research* 22, 328–346.

619 Luterbacher, H.P., Premoli Silva, I., 1964. Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziaro
620 nell'Appenino centrale. *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* 70, 67–128.

621 Lu, G., Keller, G., 1996. Separating ecological assemblages using stable isotope signals:
622 late Paleocene to early Eocene planktic foraminifera, DSDP Site 577. *Journal of*
623 *Foraminiferal Research* 26, 103–112.

624 Macedo, J.M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos a áreas continentais
625 adjacentes. In: Gabaglia R., Milani E.J. (eds.). *Origem e evolução das bacias*
626 *sedimentares, PETROBAS, Rio de Janeiro, p.361–376.*

627 MacLeod, N., Rawson, P.F., Forey, P.L., Banner, F.T., Bou-Dagher-Fadel, M.K.,
628 Bown, P.R., Burnett, J.A., Chambers, P., Culver, S., Evans, S.E., Jeffery, C., Kaminski,
629 M.A., Lord, A.R., Milner, A.C., Milner, A.R., Morris, N., Owen, E., Rosen, B.R.,
630 Smith, A.B., Taylor, P.D., Urquhart, E., Young, J.R., 1997. The Cretaceous-Tertiary
631 biotic transition. *Journal of the Geological Society of London* 154, 265–29.

632 Molina, E., 2015. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene
633 based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Reviews* 140,
634 166–181.

635 Norris, R.D., 1996. Symbiosis as an evolutionary innovation in the radiation of
636 Paleocene planktic foraminifera. *Paleobiology* 22, 461–480.

637 Olsson, R.K., Hemleben, C., Berggren, W.A., Liu, C., 1992. Wall texture classification
638 of planktonic foraminifera genera in lower Danian. *Journal of Foraminiferal Research*
639 22, 195–213.

640 Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A., Huber B.T., 1999. Atlas of Paleocene
641 Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contribution in Paleobiology*, 85 volume,
642 Smithsonian Institution Press, Washington, pp. 1–252.

643 Pearson, P. N., 1993. A lineage phylogeny for the Paleogene planktonic foraminifera.
644 *Micropalaeontology* 39, 193–232.

645 Pearson P.N., Ditchfield P.W., Singano J., Harcourt-Brown K.G., Nicholas C.J., Olsson
646 R.K., Shackleton N.J., Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the
647 Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature* 413, 481–487.

648

649 Perch-Nielsen, K., Supko, P.R., Boersma, A., Carlson, R.L., Dinkelman, M.G., Fodor,
650 R.V., Kumar, N., McCoy, F., Thiede, J., Zimmerman, H.B., 1977. Site 356: São Paulo
651 Plateau, in: P.R., Supko. et al. (Eds.), *Deep Sea Drilling Program Initial Reports* 39
652 volume, United State Government Printing Office, Washington, pp. 41–230.

653 Quillévéré, F., Norris, R.D., Moussa, I., Berggren, W.A., 2001. Role of photosymbiosis
654 and biogeography in the diversification of early Paleogene acarininids (planktonic
655 foraminifera). *Paleobiology* 27, 311–326.

656 Quillévéré, F., Norris, R.D., 2003. Ecological development of acarininids (planktonic
657 foraminifera) and hydrographic evolution of Paleocene surface waters. *Geological*
658 *Society of America Special Paper* 369, 223–238.

- 659 Robaszynski, F., Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé:
660 commentaire de la zonation Europe-Mediterrane. Bulletin de la Société Géologique de
661 France 166, 681–692.
- 662 Shackleton, N.J., Corfield, R.M., Hall, M.A., 1985. Stable isotope data and the
663 ontogeny of Palaeocene planktonic foraminifera. Journal of Foraminiferal Research 15,
664 321–336.
- 665 Vandenberghe, N., Hilgen, F.J. Speijer, R.P., 2012. The Paleogene Period, in:
666 Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), The Geological Time Scale
667 2012. Elsevier, Amsterdam, pp. 855–921.

668 Table 1. Paleoecological significance of recognized species from the DSDP Site 356.
669 *Isotope data reference: Shackleton et al. (1985)¹, D'hondt et al. (1994)², Aze et al.
670 (2011)³, Berggren & Norris (1997)⁴, Lu & Keller (1996)⁵, Boersma & Premoli Silva
671 (1983)⁶, D'Hondt & Zachos (1993)⁷, Olsson et al. (1999)⁸, Pearson et al. (2001)⁹, Coxall
672 et al. (2000)¹⁰ and Huber & Boersma (1994)¹¹. ^ABiogeographic distribution follow
673 Olsson et al. (1999) and Koutsoukos (2014)¹².

Taxa/groups	Biogeographic distribution ^A	*Habitat
<i>Acarinina strabocella</i> ⁽³⁾	Mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Chiloguembelina midwayensis</i> ^(6,7)	Low to mid-latitudes	Thermocline
<i>Chiloguembelina morsei</i> ^(6,7)	Low to mid-latitudes	Thermocline
<i>Chiloguembelina subtriangularis</i> ^(6,7)	Low to mid-latitudes	Thermocline
<i>Eoglobigerina edita</i> ⁽³⁾	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Eoglobigerina eobulloides</i> ^(4,7)	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Eoglobigerina spiralis</i> ⁽³⁾	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Globanomalina archeocompressa</i> ⁽³⁾	Common in South Atlantic	Thermocline
<i>Globanomalina compressa</i> ⁽⁸⁾	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Globanomalina ehrenbergi</i> ⁽³⁾	Cosmopolitan, more common in low to mid-latitudes	Thermocline
<i>Globanomalina imitata</i> ⁽³⁾	Common in South Atlantic	Thermocline
<i>Globanomalina planocompressa</i> ⁽⁸⁾	Mid to low-latitudes, common in North hemisphere	Thermocline
<i>Globoconusa daubjergensis</i> ⁽⁶⁾	Abundant in high latitudes, rare in low latitudes	Thermocline
<i>Guembelitra cretacea</i> ⁽¹¹⁾	Cosmopolitan	Mix-layer
<i>Igorina albeari</i> ⁽³⁾	Tropical to Subtropical latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Igorina pusilla</i> ⁽³⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Igorina tadjikistanensis</i> ⁽⁴⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Morozovella acutispira</i> ⁽⁴⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Morozovella angulata</i> ^(1,6)	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Morozovella apantesma</i> ^(4,5)	Mid to mid-latitudes, common in North hemisphere	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Morozovella conicotruncata</i> ^(4,6)	Low latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Morozovella praeangulata</i> ⁽¹⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis

<i>Morozovella velascoensis</i> ⁽⁴⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer with photosymbiosis
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i> ^(4,7)	Cosmopolitan	Sub-thermocline
<i>Parasubbotina varianta</i> ^(8,9)	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Parasubbotina varioespira</i> ^(8,9)	Low latitudes	Thermocline
<i>Parvularugoglobigerina alabamensis</i> ^(7,8)	Low to mid-latitudes	Mix-layer
<i>Parvularugoglobigerina eugubina</i> ^(7,8)	Low to mid-latitudes	Mix-layer
<i>Parvularugoglobigerina longiapertura</i>	Not data	Not data
<i>Praemurica nikolasi</i>	Low to mid-latitudes in South Atlantic ¹²	Not data
<i>Praemurica inconstans</i> ^(4,6)	Cosmopolitan	Mix-layer
<i>Praemurica pseudoinconstans</i> ⁽³⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer
<i>Praemurica taurica</i> ^(4,7)	Cosmopolitan	Mix-layer
<i>Praemurica uncinata</i> ^(1,4)	Low to mid-latitudes	Mix-layer
<i>Rectoguembelina cretacea</i> ⁽¹¹⁾	Low to mid-latitudes	Mix-layer
<i>Subbotina trivialis</i> ⁽¹⁰⁾	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Subbotina triangularis</i> ^(2,10)	Low to mid-latitudes	Thermocline
<i>Subbotina velascoensis</i> ^(4,10)	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Subbotina triloculinoides</i> ^(4,10)	Cosmopolitan	Thermocline
<i>Woodringina claytonensis</i> ⁽⁸⁾	Abundant in low latitudes, rare in mid latitudes	Mix-layer
<i>Woodringina hornerstownensis</i> ^(7,8)	High to low-latitudes	Mix-layer
<i>Woodringina irregularis</i> ⁽¹¹⁾	Not data	Mix-layer
<i>Zeauvigerina waiparaensis</i> ⁽¹¹⁾	Not data	Thermocline

674

675 **Figure captions**

676

677 Fig. 1. Paleogeographic reconstruction for K/T boundary (modified from
678 www.paleomap.scotese.gov/eu) presenting the inferred location of DSDP Site 356
679 (São Paulo Plateau, Brazil).

680

681 Fig. 2. Identified biostratigraphic intervals on site 356 between the Danian and Seladian,
682 with their respective depths and bioevents, calibrated according to Gradstein *et al.*

683 (2012). Zonal scheme from Berggen *et al.* (1995). Abbreviations for the biozones: “P”
684 = Paleocene; “*P. haria.*” = *Pseudoguembelina hariaensis*; Abbreviations for the genera:
685 *Pv.* = *Parvularugoglobigerina*; *W.* = *Woodringina*; *C.* = *Chiloguembelina*; *Z.* =
686 *Zeauvigerina*; *Go.* = *Globononusa*; *Gu.* = *Guembelitria*; *E.* = *Eoglobigerina*; *P.* =
687 *Parasubbotina*; *S.* = *Subbotina*; *G.* = *Globanomalina*; *Pr.* = *Praemurica*; *M.* =
688 *Morozovella*; *I.* = *Igorina*; *A.* = *Acarinina*.

689

690 Fig. 3. Selected species from DSDP Site 356: 1a-c. *Parvularugoglobigerina eugubina*
691 (356-29-2, 95-97cm; 410.25 mbsf) Zone P α . 2a-c (ULVG-11736). *Parasubbotina*
692 *pseudobulloides* (356-28-6, 76-77.5cm; 407.26 mbsf) Subzone P1a (ULVG-11737). 3a-
693 c. *Subbotina triloculinoides* (356-27-3, 77-79cm; 393.27 mbsf) Subzone P1b (ULVG-
694 11738). 4a-c. *Globanomalina compressa* (356-26-6, 77-77.5cm; 386.77 mbsf) Subzone
695 P1c (ULVG-11739). 5a-c. *Praemurica inconstans* (356-26-5, 77-78cm; 386.77 mbsf)
696 Subzone P1c (ULVG-11740). 6a-c. *Praemurica uncinata* (356-26-2, 74-78cm; 391.77
697 mbsf) Zone P2 (ULVG-11741). 7a-c. *Morozovella angulata* (356-25-2, 75-77cm;
698 372.75 mbsf) Subzone P3a (ULVG-11742). 8a-c. *Igorina albeari* (356-23-4, 74-
699 75.5cm; 356.74 mbsf) Subzone P3b (ULVG-11743). Scale bar =100 μ m.

700

701 Fig. 4. Distribution pattern of the planktonic foraminifera families in site 356 and
702 Shannon-Winner (H') and equitability (J) diversity indexes. Microperforate forms are
703 represented by the Hedbergellidae, Truncorotaloididae and Globigerinidae families.
704 Relative abundance curve of the microperforate species.

705

706 Fig. 5. Select species from DSDP Site 356: 1. 1a-c. *Parvularugoglobigerina*
707 *longiapertura* (356-29-2, 120-123cm; 411.20 mbsf) Zone P α (ULVG-11744). 2a.
708 *Rectoguembelina cretacea* (356-26-2, 74-78cm; 381.24 mbsf) Zone P2 (ULVG-11745).
709 3a-b. *Woodringina claytonensis* (356-28-4, 7677.5cm; 404.26 mbsf) Subzone P1a
710 (ULVG-11746). 4a. *Guembelitra cretacea* (356-29-2, 145-148cm; 411.45 mbsf) Zone
711 P α (ULVG-11747). 5a-b. *Globoconusa daudjergensis* (356-27-1, 74-76 cm; 390.24
712 mbsf) Subzone P1c (ULVG-11748). 6a-b. *Chiloguembelina midwayensis* (356-29-2,
713 145-148cm; 411.45 mbsf) Subzone P1c (ULVG-11749). 7a-c. *Praemurica nikolasi*
714 (356-27-1, 74-76 cm; 390.24 mbsf) Subzone P1c (ULVG-11750). 8a-c. *Globanomalina*
715 *planocompressa* (356-28-4, 7677.5cm; 404.26 mbsf) Subzone P1a (ULVG-11751). 9a-
716 c. *Igorina pusilla* (356-23-2, 74.76.5 cm; 353.74 mbsf) Subzone P3a (ULVG-11752).
717 10a-c. *Morozovella velascoensis* (356-23-2, 74.76.5 cm; 353.74 mbsf) Subzone P3a
718 (ULVG-11753). 11a-c. *Parasubbotina varioespira* (356-21-3, 74-76 cm; 336.24 mbsf)
719 Subzone P3b (ULVG-11754). 12a-b. *Subbotina triangularis* (356-21-3, 74-76 cm;
720 336.24 mbsf) Subzone P3b (ULVG-11755). 13a-c. *Eoglobigerina edita* (356-28-4,
721 7677.5cm; 404.26 mbsf) Subzone P1a (ULVG-11756). Scale bar =100 μ m.

722

723 Fig. 6. Distribution of the normal perforate planktonic foraminifer genera found in Site
724 356. Forms with spines of the Globigerinidae family (*Eoglobigerina*, *Parasubbotina*
725 and *Subbotina*), nonspinose forms with smooth texture of the Hedbergellidae family
726 (*Globanomalina*) and nonspinose muricate forms and/or cancellate texture
727 Truncorotaloididae (*Praemurica*, *Acarinina*, *Morozovella* and *Igorina*) (Olsson *et al.*
728 1999).

729

730 Fig. 7. Distribution pattern of the planktonic foraminifer fauna according to the depth of
731 their habitat. (i) mix-layer, with symbionts, and (ii) mix-layer, are superficial waters
732 (shallower pelagic dwellers), and (iii) is thermocline and sub-thermocline (deeper
733 pelagic dwellers). Data based in the compilation of isotopic data.

734

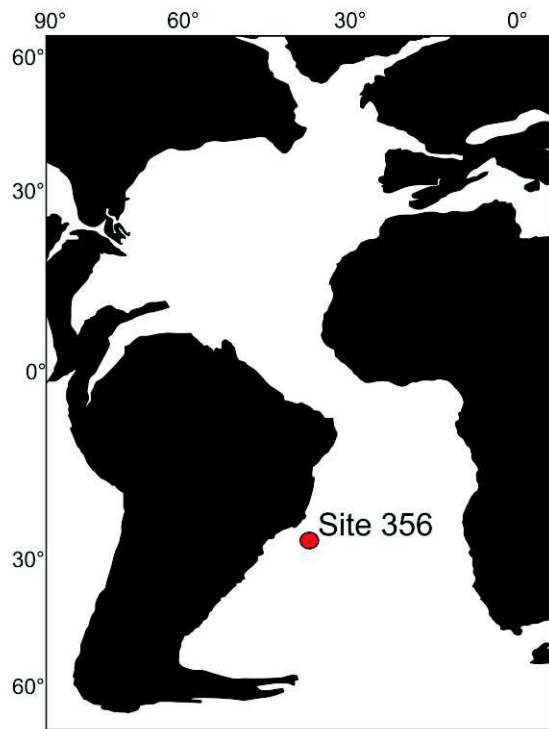
735 Fig. 8. Schematic distribution and relative abundance of selected planktonic
736 foraminifera water-depth habitats. The black area is planktonic foraminifera to inhabited
737 to mix-layer, light gray to mix-layer with photosymbiont (shallower pelagic dwellers)
738 and dark gray dark is species inhabited to thermocline and subthermocline (deeper
739 pelagic dwellers). Inferred after stage isotope data from Shackleton et al. (1985),
740 D'hondt et al. (1994), Aze et al. (2011), Berggren & Norris (1997), Lu & Keller (1996),
741 Boersma & Premoli Silva (1983), D'Hondt & Zachos (1993), Olsson et al. (1999),
742 Pearson et al. (2001), Coxall et al. (2000) and Huber & Boersma (1994). Abbreviations
743 for the biozones: "P" = Paleocene; "*P. haria.*" = *Pseudoguembelina hariaensis*;
744 Abbreviations for the genera: *Pv.* = *Parvularugoglobigerina*; *W.* = *Woodringina*; *C.* =
745 *Chiloguembelina*; *Z.* = *Zeauvigerina*; *Go.* = *Globononusa*; *Gu.* = *Guembelitra*; *E.* =
746 *Eoglobigerina*; *P.* = *Parasubbotina*; *S.* = *Subbotina*; *G.* = *Globanomalina*; *Pr.* =
747 *Praemurica*; *M.* = *Morozovella*; *I.* = *Igorina*; *A.* = *Acarinina*.

748

749 Fig. 9. Schematic diagram summarizing the patterns trends to planktonic foraminifera
750 assemblage and ecological and/or oceanographic changes in the Paleocene.

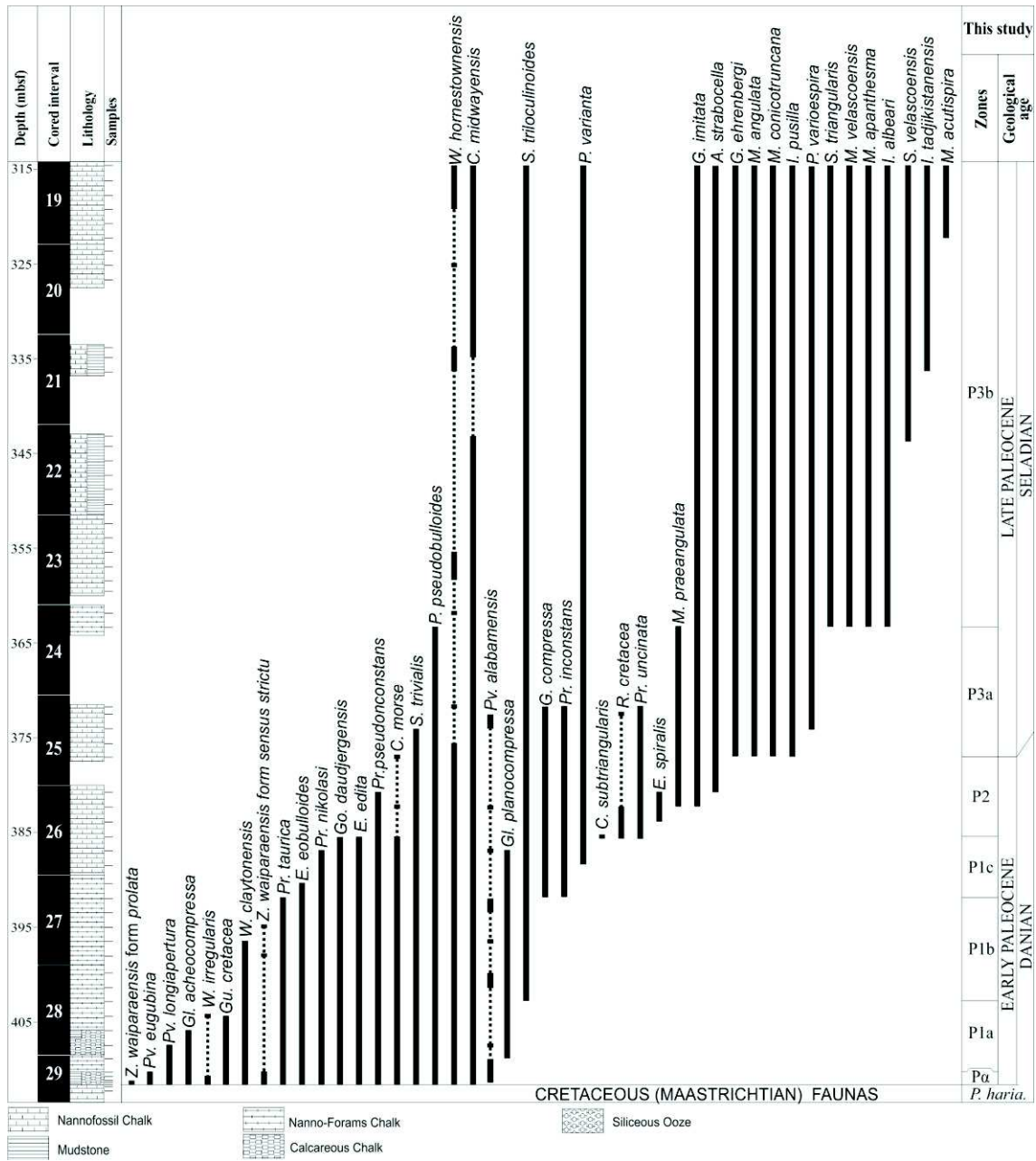
751

752



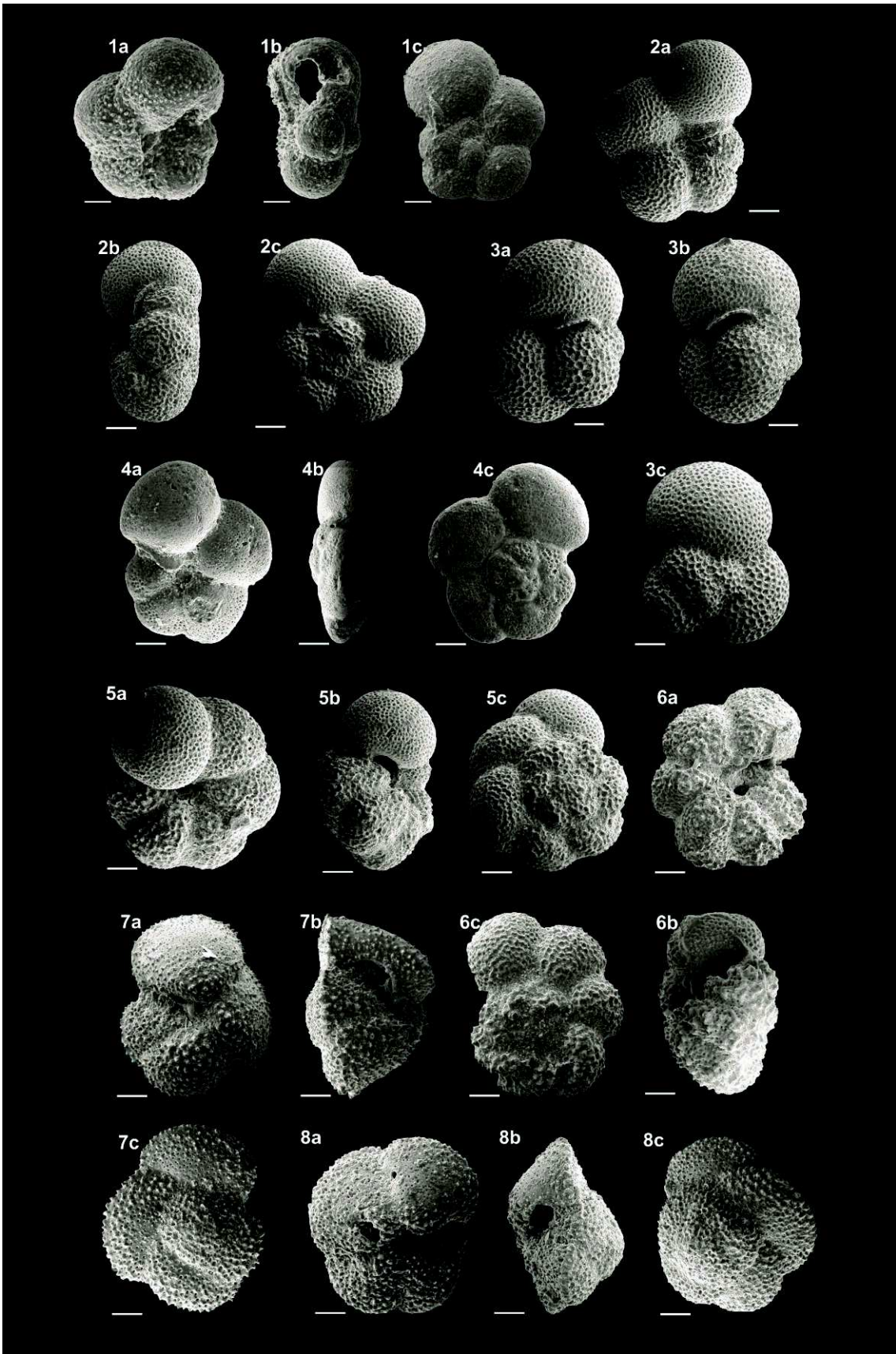
753

754 Figure 1.



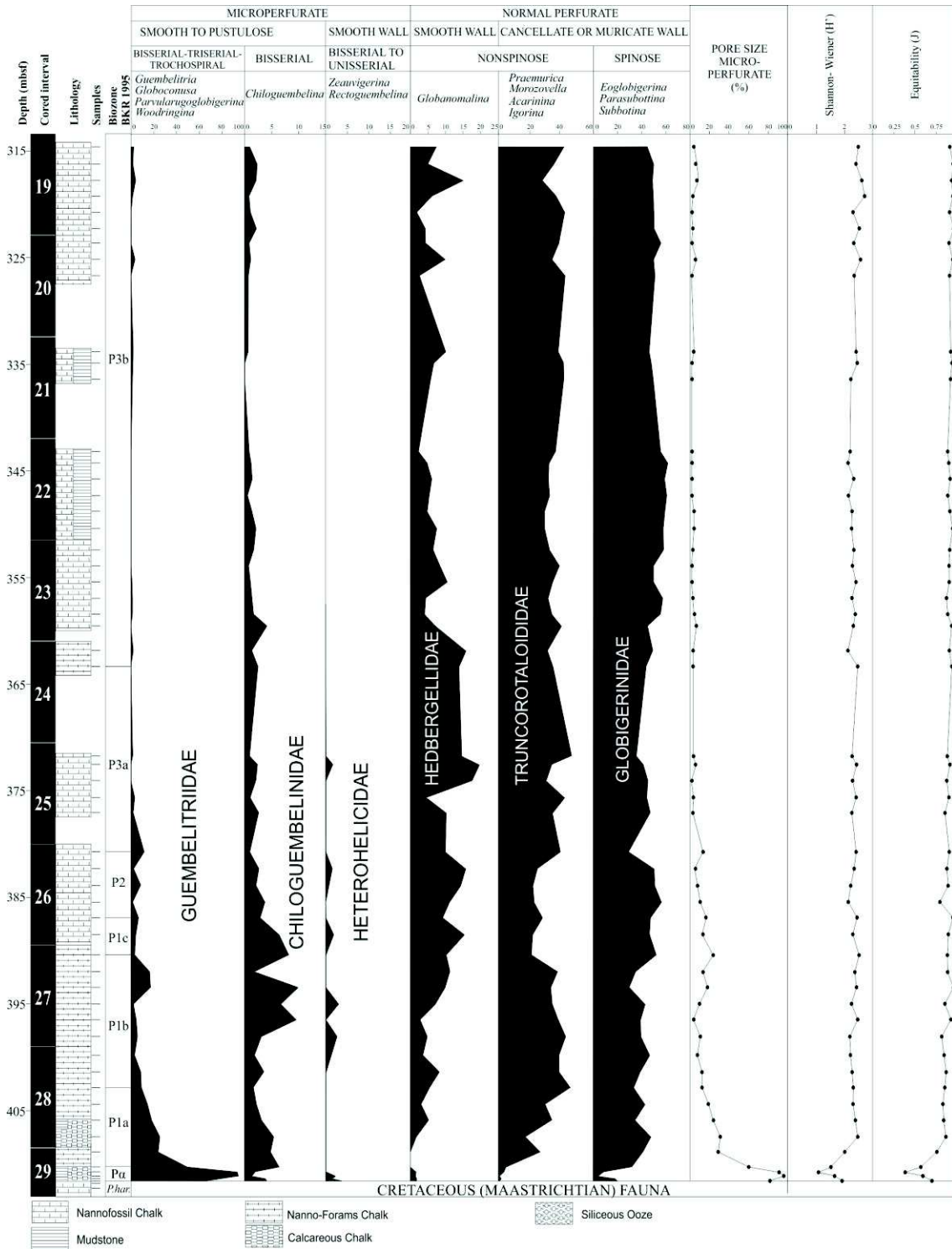
755

756 Figure 2.



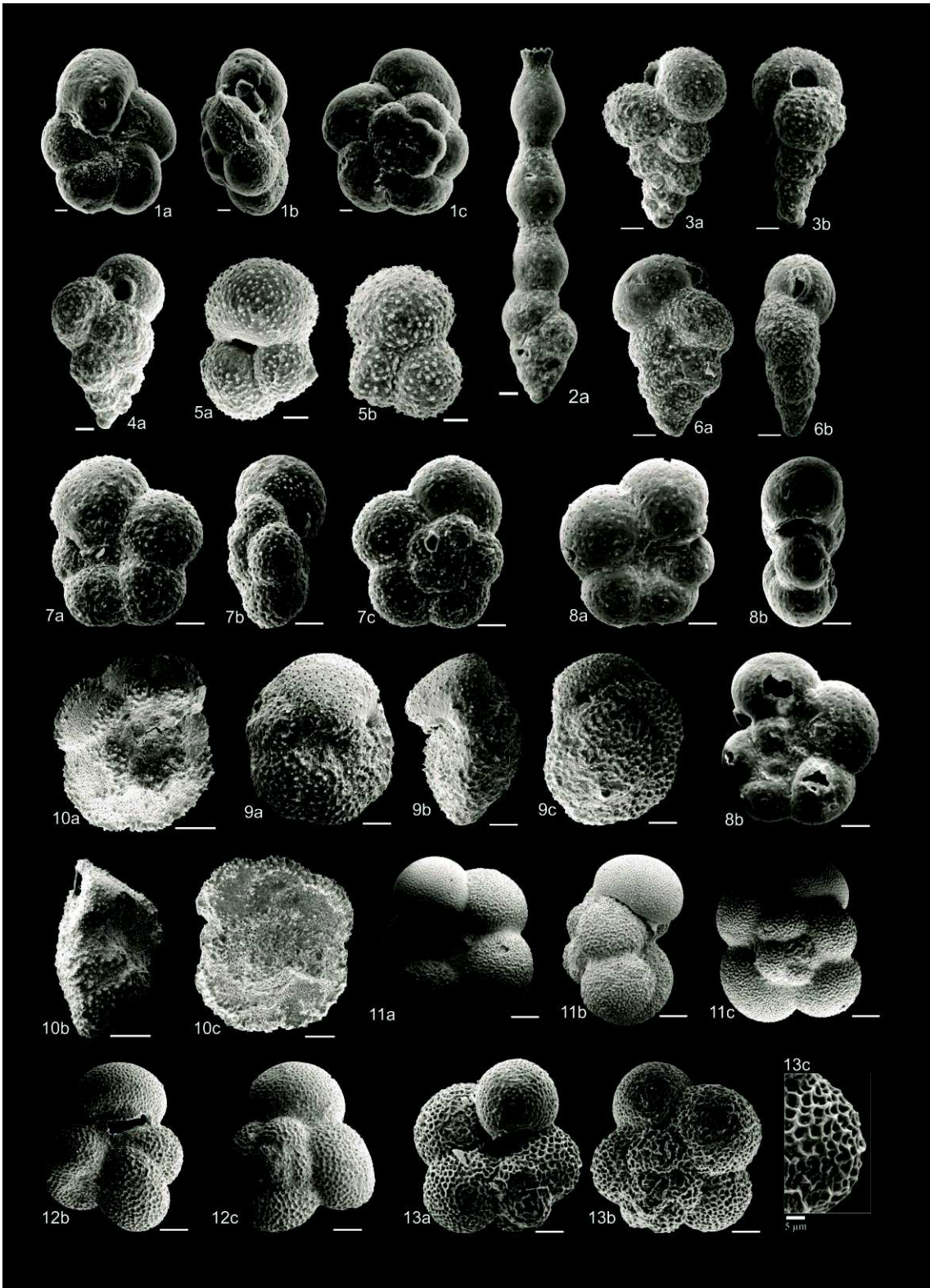
757

758 Figure 3.



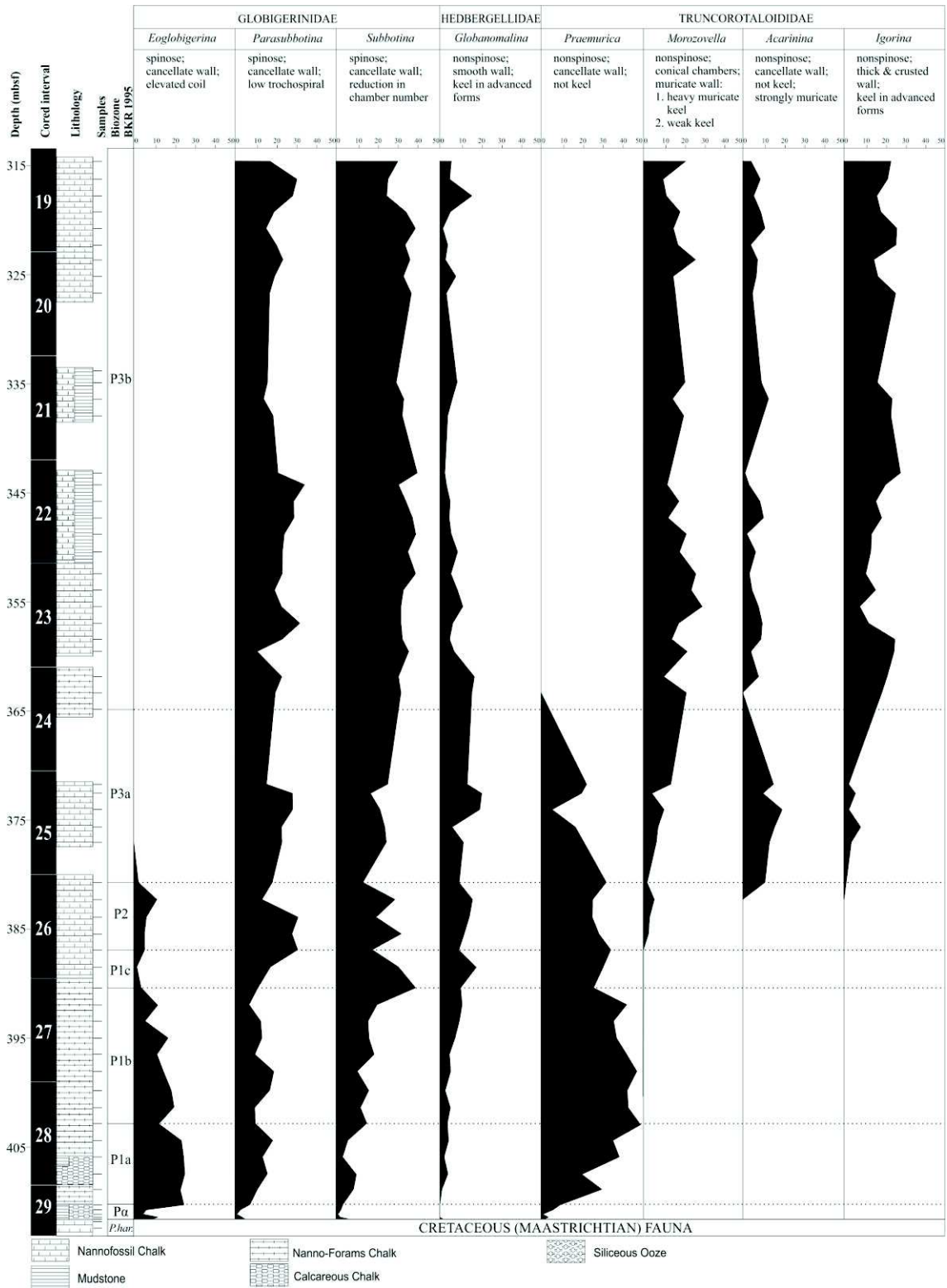
759

760 Figure 4.



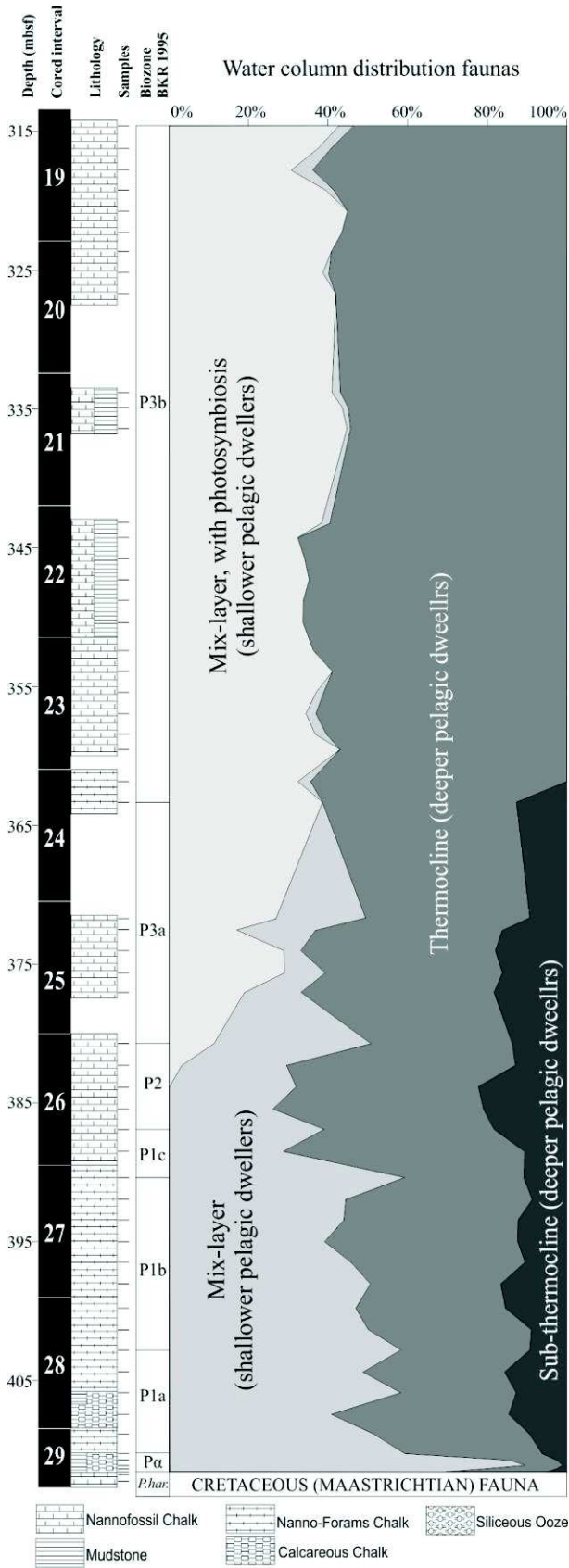
761

762 Figure 5.



763

764 Figure 6.



765

766 Figure 7.

Age Biozone		Planktonic foraminifera patterns trends	Ecological inferences
Seladian	P3	b Rapid radiation of Acarinids and Morozovellids. Stabilization in the abundance of the genera <i>Parasubbotina</i> e <i>Subbotina</i> (Globigerinidae), and <i>Morozovella</i> , <i>Acarinina</i> e <i>Igorina</i> (Truncorotaloididae).	Total recuperation of the water column with oligotrophic conditions and increase in photosymbiosis in planktic foraminifers.
		a Appearance of two new genera (<i>Acarinina</i> e <i>Igorina</i>) of Truncorotaloididae, with muricate wall.	
Danian	P2	Appearance of <i>Morozovella</i> (Truncorotaloididae). Extinction of <i>Eoglobigerina</i> (Globigerinidae) with both spinose and high coiling.	Recuperation of the nutrients level in the water column.
	P1	b/c Dominance of <i>Praemurica</i> (Truncorotaloididae). Progressive increase of forms with smooth and non-spinose (<i>Globanomalina</i>), and spinose <i>Parassubbotina</i> e <i>Subbotina</i> .	Progressive recuperation in the pelagic ecosystem with reorganization and stabilization of the photic zone in the water column.
		a Dominance of spinose forms (Globigerinidae) represented mostly by <i>Eoglobigerina</i> .	
	P α	Dominance of microperforate forms mostly of <i>Guembeltria</i> (Guembeltriidae). Appearance of normal perforate forms with spines (<i>Eoglobigerina</i> and <i>Subbotina</i>) of Globigerinidae.	Rapid diversification of the pelagic community. Water column poorly stratified, initially under eutrophic conditions.

769

770 Figure 9.

771

772

773

774

775

776

777

778

779

780

Highlights

781

- 782 • Site 356 enables to reconstruct Paleocene planktonic foraminiferal evolution
- 783 • Diversity indexes evidence instability in the water column near the K/Pg boundary
- 784 • Evolutionary trends point to a late Paleocene recovery of marine ecosystem

785

786

787

788

789

790

791

792

793

794

795

796

797

798

799

800

801

802

803

804

805

