



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGG

Dissertação de Mestrado

**Estudo da Transição Eoceno-Oligoceno com foraminíferos bentônicos
de ambientes pelágico e nerítico, no testemunho IODP U1507
(Expedição 371) - Mar da Tasmânia**

Marília Gabriela de Oliveira Nunes

Orientador: Martino Giorgioni

Dissertação de mestrado N° 537

Brasília, junho de 2025.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGG

Dissertação de Mestrado

Estudo da Transição Eoceno-Oligoceno com foraminíferos bentônicos de
ambientes pelágico e nerítico, no testemunho IODP U1507
(Expedição 371) - Mar da Tasmânia

Marília Gabriela de Oliveira Nunes

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia – Instituto de
Geociências – IG da Universidade de Brasília -
UnB como requisito parcial obrigatório para a
obtenção do título de Mestre em geologia.

Área de concentração: Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. Martino Giorgioni

Banca Examinadora:

Prof. Ricardo L. Pinto (UnB) - Titular interno

Prof. Francisco H. de Oliveira Lima (PETROBRAS) - Titular externo

Brasília, junho de 2025.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

de Oliveira Nunes, Marília Gabriela
Estudo da Transição Eoceno-Oligoceno com foraminíferos bentônicos de ambientes pelágico e nerítico, no testemunho IODP U1507 (Expedição 371) - Mar da Tasmânia / Marília Gabriela de Oliveira Nunes; orientador Martino Giorgioni. Brasília, 2025.
119 p.

Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade de Brasília, 2025.

1. Transição Eoceno-Oligoceno. 2. foraminífero bentônico. 3. Expedição IODP 371. 4. ambiente nerítico. 5. HCA. I. Giorgioni, Martino, orient. II. Título.

Agradecimentos

Gratidão, primeiramente, a Deus pela oportunidade, ao universo, aos santos, anjos, aos orixás, yuxibús e todas as boas energias que me acompanharam e me deram força nesse processo do mestrado.

Minha eterna gratidão aos meus pais e minhas irmãs, Carmelita, Ribamar, Greyce e Grazi. Gratidão por todo apoio e suporte, por sempre me incentivarem a estudar, por sempre estarem ao meu lado, por me ajudarem a trilhar meu caminho e não soltarem minhas mãos. Gratidão por acreditarem em mim! É a continuação de um sonho...

Ao meu orientador, Martino Giorgioni, minha profunda admiração e reconhecimento: você é um profissional maravilhoso, excelente professor, pesquisador e orientador. Sem seu apoio, paciência e compreensão eu não teria conseguido. Obrigada por me acolher nos meus momentos de dificuldade, por toda a sua paciência e presença ao longo desse trajeto. Obrigada por sua calma, por explicar várias vezes a mesma coisa, mesmo quando foi difícil entender.

Gratidão ao meu primeiro orientador na Geologia, Ricardo Pinto, aprendi muito contigo! Guardo com carinho seus ensinamentos de laboratório, a destreza com os microfósseis e universo acadêmico. Levo para a vida! Obrigada por me abrir os caminhos da Micropaleontologia de uma forma tão acolhedora e paciente. Você é um grande profissional! Ter você na minha banca de defesa é uma honra!

Um agradecimento especial aos professores: Fabrizio Frontalini, da Universidade de Urbino, Itália, pela ajuda com as análises dos foraminíferos bentônicos. E Natália Hauser, obrigada por me apresentar a Geologia, no meu primeiro semestre de UnB de uma forma tão empolgante e inspiradora. Nunca vou esquecer! Agradeço também por todo o auxílio com a petrologia das vulcanoclásticas – foi maravilhoso ter esse contato com você novamente.

Agradeço aos laboratórios, profissionais e colegas que me receberam e contribuíram para o desenvolvimento da minha pesquisa: o LabMicro – UnB (professor Demerval e Lucas Antonietto), LES - USP, AQQUA, IB - UnB. Um agradecimento especial ao LDR-X por todo o acolhimento e por tornarem meus dias mais divertidos: Aislan, Flávio, Mari Gomes, João Gabriel, Ana, João Carlos e Verônica - vocês são incríveis.

Aos amigos, meu agradecimento imenso: obrigada por me ajudarem a sustentar os momentos difíceis do mestrado, por trazerem mais leveza e coragem à minha vida. Rayssa, Marina, Júlia, Lucas Bit, Yaguera, Danieli, Camila, Hugo, Isa, Valentina, Paula, Lorrane. Vocês foram essenciais! Agradeço imensamente a minha psicóloga maravilhosa, Stephanie Borges. Obrigada por todo o carinho, encorajamento e pelo axé!

Por fim, e não menos importante, agradeço ao Programa de Pós-graduação em Geologia (PPGG). O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001, e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) – processo n. 307158/2020-9.

Resumo

A Transição Eoceno-Oligoceno (TEO, ~34 Ma) marcou uma das maiores reorganizações climáticas do registro geológico do planeta. O clima da Terra esfriou e deu início a glaciação em escala continental da Antártica. Esta dissertação investiga as mudanças paleoambientais durante a TEO, por meio da análise de foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B (Expedição 371), obtido no Mar da Tasmânia. O testemunho IODP U1507B é caracterizado por uma boa representação da TEO, é um registro muito valioso, pois permite reconstruir as variações das assembleias pelágicas e neríticas simultaneamente. O objetivo foi reconstruir as condições paleoclimáticas e paleoceanográficas em ambientes neríticos e pelágicos, utilizando análises taxonômicas, isotópicas e estatísticas (HCA). Buscou-se identificar os principais táxons de foraminíferos bentônicos preservados e seu significado paleoambiental, comparar variações nas assembleias ao longo da sucessão estratigráfica para avaliar os impactos da glaciação da TEO, além de verificar se os dados isotópicos em foraminíferos bentônicos desses ambientes registram o sinal climático da glaciação. A sucessão sedimentar, composta por carbonatos pelágicos e turbiditos vulcanoclásticos, foi analisada em um intervalo de ~100 m (testemunhos 24R a 34R), com a TEO registrada entre 29R e 30R. A assembleia de foraminíferos bentônicos é representada por 21 táxons, sendo *Oridorsalis* sp., *Amphistegina gibbosa* e *Haynesina depressula* os mais abundantes. Dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) foram afetados por diagênese, limitando reconstruções precisas. Quatro clusters foram identificados: Cluster 4 (base) indica um ambiente nerítico raso com alta produtividade e oxigenação, associado a circulação oceânica mais intensa que antecede a TEO; o Cluster 3 (intermediário) reflete aprofundamento por subsidência tectônica local, com menor oxigenação e maior produtividade, ligado ao início do resfriamento global; Clusters 2 e 1 (topo) que caracterizam um ambiente nerítico a batial com baixa produtividade e espécies adaptadas a águas frias, consistente com o resfriamento da TEO. Localmente, a paleobatimetria foi controlada por subsidência e pelo vulcanismo da *Tonga-Kermadec*, o que evidencia um processo de transgressão marinha, contrastando com a regressão eustática global esperada durante a TEO. Globalmente, a diminuição da temperatura e a produtividade carbonática influenciam na formação das camadas de gelo permanentes da Antártica.

Palavras-chave: Transição Eoceno-Oligoceno, ambiente nerítico, foraminífero bentônico, Expedição IODP 371, HCA.

Abstract

The Eocene-Oligocene Transition (EOT, ~34 Ma) marked one of the most significant climatic reorganizations in the planet's geological record, with Earth's climate cooling and initiating continental-scale glaciation in Antarctica. This dissertation investigates paleo-environmental changes during the EOT through the analysis of benthic foraminifera from the IODP U1507B core (Expedition 371), located in the Tasman Sea. The U1507B core is notable for its robust representation of the EOT and is highly valuable as it enables the simultaneous reconstruction of pelagic and neritic assemblage variations. The study aimed to reconstruct paleoclimatic and paleoceanographic conditions in neritic and pelagic environments using taxonomic, isotopic, and statistical (HCA) analyses. It sought to identify the main preserved benthic foraminiferal taxa and their paleo-environmental significance, compare assemblage variations along the stratigraphic succession to assess the impacts of the EOT glaciation, and verify whether isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in benthic foraminifera from these environments record the climatic signal of the glaciation. The sedimentary succession, comprising pelagic carbonates and volcanoclastic turbidites, was analyzed over a ~100 m interval (cores 24R to 34R), with the EOT recorded between 29R and 30R. The benthic foraminiferal assemblage includes 21 taxa, with *Oridorsalis* sp., *Amphistegina gibbosa*, and *Haynesina depressula* being the most abundant. Isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were affected by diagenesis, limiting accurate reconstructions. Four clusters were identified: Cluster 4 (base) indicates a shallow neritic environment with high productivity and oxygenation, associated with intense ocean circulation preceding the EOT; Cluster 3 (intermediate) reflects deepening due to local tectonic subsidence, with lower oxygenation and higher productivity, linked to the onset of global cooling; and Clusters 2 and 1 (top) characterizes a neritic to bathyal environment with low productivity. Globally, the decrease in temperature and carbonate productivity influenced the formation of permanent ice sheets in Antarctica.

Keywords: Eocene-Oligocene Transition, neritic environment, benthic foraminifera, IODP Expedition 371, HCA.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	8
1.2. Objetivos	9
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	10
2.1 Transição Eoceno-Oligoceno	10
2.2 Registros paleoambientais em ambientes marinhos rasos	15
2.3 Registros paleoambientais em ambientes marinhos profundos	16
2.4 Foraminíferos bentônicos	17
2.5 Taxonomia de foraminíferos bentônicos	19
2.6 Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio	20
2.6.1 Isótopos de Carbono	21
2.6.2 Isótopos de Oxigênio	22
3. ÁREA DE ESTUDO	23
3.1 Expedição IODP 371	26
3.2 Sucessão do sítio IODP U1507	26
4. METODOLOGIA	29
6. ARTIGO CIENTÍFICO	35
6.1 Introdução	37
6.2 Contexto geológico	38
6.3 Metodologia	40
6.4 Resultados	43
6.4.1 Identificação e análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos	43
6.4.2 Classificação taxonômica	46
6.4.3 Análise petrográfica	64
6.4.4 Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio	68
6.4.5 Análises estatísticas	69
1.5 DISCUSSÃO	73
1.5.1 Paleobatimetria	73
6.5.2 Mudanças paleoambientais	74
6.6 CONCLUSÃO	75
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
7. ANEXOS	89
7.1 Dados dos foraminíferos bentônicos do furo U1507B	89
7.2 Análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B	91
7.3 Descrições petrográficas	93

1. INTRODUÇÃO

Durante o Cenozoico, nos últimos 66 milhões de anos (Ma) (Gradstein et al., 2012), o clima global passou de um estado de quente e úmido para um estado de frio e seco. Em que o planeta começou a resfriar, culminando na formação de uma camada de gelo permanente na Antártica. Esse período que marcou uma das maiores reorganizações climáticas do registro geológico do planeta é conhecido como Transição Eoceno-Oligoceno (TEO) (Coxall & Pearson, 2007; Hutchinson, et al., 2021). A TEO ocorreu entre aproximadamente entre 34,4 e 33,7 Ma, o clima da Terra esfriou e formou-se uma camada de gelo permanente na Antártica, onde o resfriamento global ocorreu ao longo de um período de aproximadamente 790 mil anos (Coxall & Pearson, 2007; Katz et al., 2008; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023). Essa transição é evidenciada pela alteração global nos registros de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) dos sedimentos carbonáticos do mar profundo, indicando tanto o resfriamento das águas oceânicas profundas quanto o crescimento do volume de gelo terrestre (e.g. Galeotti et al., 2016; Cornacchia et al., 2018; Hutchinson, et al., 2021; Tibbett et al., 2023; Viganò et al., 2024).

Grande parte do progresso recente na compreensão da TEO veio de proxies paleoclimáticos derivados de registros marinhos que são acessados por meio de sondagem em alto mar. Os primeiros registros de $\delta^{18}\text{O}$ foram derivados de foraminíferos bentônicos de águas profundas (Kennett & Shackleton, 1976; Shackleton & Kennett, 1975). A glaciação Antártica impactou substancialmente os ecossistemas carbonáticos e as mudanças bióticas associadas são potencialmente refletidas no registro fóssil em conjunto com o evento climático (Shackleton & Kennett, 1975; Kennett & Shackleton, 1976; Houben et al., 2013; Hutchinson et al., 2021).

A TEO é estudada principalmente nos registros de mar profundo, pois são estratigraficamente mais contínuos e possuem boa preservação dos materiais carbonáticos, o que permite reconstruções mais precisas. Além disso, oferecem registros isotópicos detalhados e são menos suscetíveis à erosão e a perturbações locais, refletindo de maneira mais direta as mudanças climáticas globais. No entanto, o resfriamento global também afetou os ambientes marinhos rasos e continentais, que apesar de relevantes e interessantes, são mais escassos ou incompletos. Assim, para obter uma análise abrangente, é fundamental integrar informações de diferentes tipos de ambientes.

Esta dissertação apresenta novas contribuições sobre a TEO, a partir do estudo do testemunho U1507B recuperado na Expedição 371, intitulada *Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate*, realizada pelo *International Ocean Discovery Program* (IODP), em 2017, no Mar da Tasmânia, localizado entre Nova Zelândia, Austrália e Nova

Caledônia, no sudoeste do Oceano Pacífico. O cilindro de sondagem U1507B é caracterizado por uma boa representação da transição Eoceno-Oligoceno, principal evento de esfriamento do Cenozoico e o início da glaciação Antártica.

A sucessão sedimentar desse testemunho é formada por sedimentos carbonáticos pelágicos intercalados com turbiditos vulcanoclásticos. Nas camadas pelágicas se encontram microfósseis de ambiente marinho profundo, batial, enquanto as camadas turbidíticas incluem microfósseis de ambiente nerítico, que foram transportados na bacia junto com os sedimentos vulcanoclásticos (Sutherland et al., 2019). Diferentes grupos de microfósseis carbonáticos, de ambiente batial e nerítico foram encontrados nas camadas pelágicas e turbidíticas, respectivamente, do U1507B. Entre eles, os foraminíferos bentônicos são os objetos de estudo desse trabalho para o desenvolvimento da reconstrução paleoambiental (Jorissen et al., 2007; Sutherland et al., 2019; Alegret et al., 2021).

Os foraminíferos bentônicos são proxies das condições de fundo dos ambientes de deposição. Portanto, as assembleias fósseis de ambientes marinhos tanto rasos quanto profundos do testemunho U1507B, permitem estudar as variações das condições nos ambientes pelágicos (profundos) e neríticos (rasos) concomitantemente durante a TEO. Em vista disso, a composição isotópica de oxigênio nos foraminíferos bentônicos emerge como importante indicadora das variações de temperatura nos oceanos, uma vez que está intrinsecamente ligada às mudanças na temperatura da água do mar e à extensão das calotas de gelo. Logo, o estudo de taxonomia e a resposta da composição isotópica dos foraminíferos é bem útil nas interpretações paleoambientais desse trabalho (Oliveira et al., 2006; Petró, 2018; Pompeu, 2022).

1.2. Objetivos

O objetivo desta pesquisa é contribuir com o estudo paleoclimático e paleoceanográfico da TEO, por meio dos foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B, para as seguintes finalidades:

- Identificar e classificar os grupos principais de foraminíferos bentônicos preservados;
- Atribuir significado paleoambiental aos principais grupos de foraminíferos bentônicos, selecionando os mais representativos dos ambientes sedimentares pelágico (ambientes de águas profundas, fora da plataforma continental) e nerítico (águas marinhas na plataforma continental);

- Comparar as variações das assembleias de foraminíferos bentônicos ao longo da sucessão estratigráfica para estudar os impactos da glaciação da TEO nos ambientes pelágico e nerítico;
- Avaliar as variações paleoambientais dos ambientes nerítico e pelágico com base nos parâmetros paleoecológicos e tafonômicos das assembleias de foraminíferos bentônicos;
- Verificar se a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos foraminíferos bentônicos dos ambientes sedimentares pelágico e nerítico registram o sinal climático da glaciação da TEO;
- Investigar a paleobatimetria ao longo da sucessão estratigráfica, utilizando taxonomia e análises estatísticas, para interpretar as condições nos dois ambientes;
- Discutir as mudanças paleoambientais resultantes da interação entre processos locais e globais relacionados a TEO.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Transição Eoceno-Oligoceno

A TEO é o evento de resfriamento mais importante da era cenozoica e ocorreu aproximadamente entre 34,4 e 33,7 Ma (Coxall & Pearson, 2007; Katz et al., 2008; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023). É considerada uma das maiores reorganizações climáticas do registro geológico do planeta, culminando no início da glaciação em escala continental da Antártica, sendo evidenciada por mudanças globais nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 1) dos sedimentos carbonáticos marinhos profundos (Shackleton e Kennett, 1975; Coxall & Pearson, 2007; Westerhold et al., 2020; Hutchinson et al., 2021; Faria et al., 2024). Essa tendência de resfriamento começou no final do Eoceno, o qual teve seu intervalo pontuado por diversos eventos climáticos de extremo aquecimento global, conhecidos como eventos hipertermais.

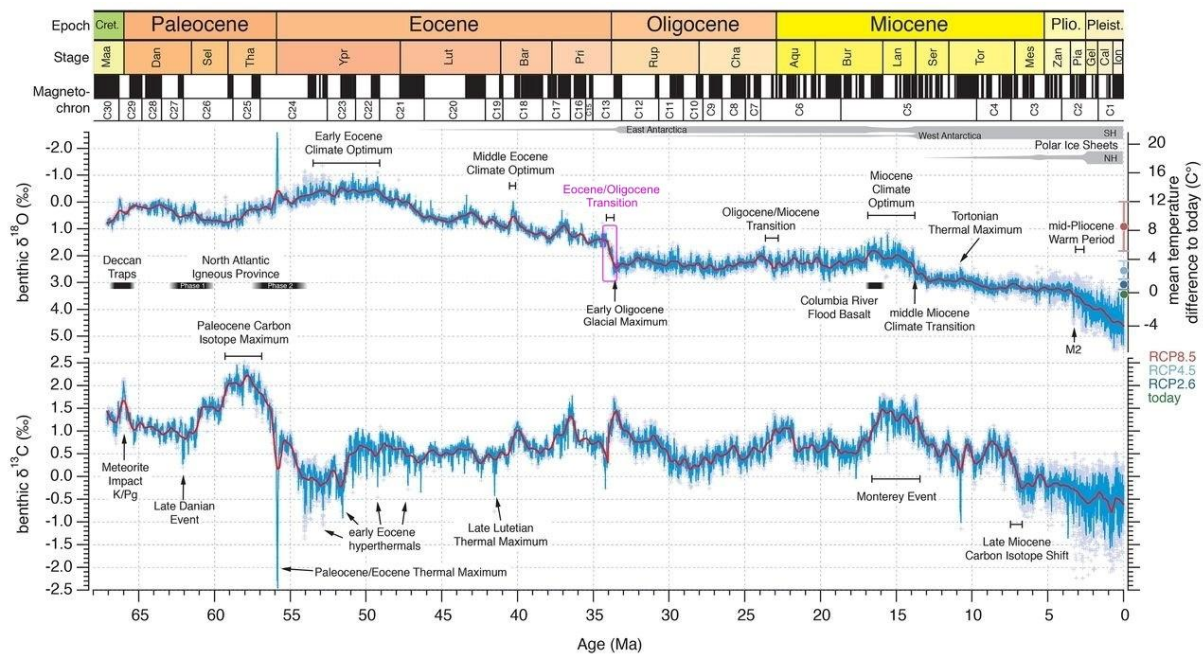


Figura 1: Conjunto de dados de isótopos de carbono e oxigênio de foraminíferos bentônicos de referência global cenozoica (CENOGRID) de locais de perfuração oceânica abrangendo os últimos 66 milhões de anos. Os dados são gerados principalmente usando carapaças de foraminíferos bentônicos dos táxons *Cibicidoides* e *Nuttallides*, extraídos de sedimentos marinhos profundos ricos em carbonato, perfurados durante as expedições do Programa de Perfuração Oceânica (ODP) e do Programa Integrado de Perfuração Oceânica (IODP). Barras horizontais cinzas marcam estimativas aproximadas do volume de gelo em cada hemisfério. De Westerhold et al. (2020), com intervalo da TEO destacado em magenta.

O final do Paleoceno e início do Eoceno foram marcados pelo Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (PETM), ocorrido há 56 Ma. Esse evento foi caracterizado por ter as temperaturas globais mais altas da Era Cenozoica, que elevação do nível do mar, mudanças na circulação oceânica e acidificação dos oceanos (Röhl et al., 2007; Dunkley Jones et al., 2013; Evans et al., 2016; Harper et al., 2019). No final do Eoceno se sucedeu o Ótimo Climático do Eoceno (EECO) em 47,8 Ma que manteve as temperaturas elevadas. Também ocorreram mais eventos abruptos de aquecimento (ETM-2 e ETM-3), chamados de “hipertermais”, parecidos ao PETM, mas de intensidade menor e com provável indução orbital (Zachos et al., 2001). O Eoceno Inferior foi, portanto, o intervalo mais quente dos últimos 67 Ma (Kennett & Stott, 1991; Lourens et al., 2005; Westerhold et al., 2018; Westerhold et al., 2020; Schaefer et al., 2022). No Eoceno Médio aconteceu o Ótimo Climático do Eoceno Médio (MECO) que ocorreu em 40 Ma. Esse evento foi caracterizado por uma diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e sugere um aquecimento de até 6°C da água superficial do mar. Esse fenômeno também está relacionado com uma diminuição de carbonatos em ambientes pelágicos, atribuída à acidificação da água do mar. Entretanto, difere dos eventos hipertermais pela sua muito maior

duração (dezenas vs centenas de milhares de anos), que sugere induções diferentes (Sluijs et al., 2013; Giorgioni et al., 2019; Anagnostou et al., 2020; Henehan et al., 2020).

Apesar dos eventos de aquecimento climático de curto e médio prazo, a tendência climática global de longo prazo durante o Eoceno foi de resfriamento e culminou em uma mudança expressiva próxima ao limite Eoceno-Oligoceno. Há registros de eventos de resfriamento transitórios no final do Eoceno, indicados por valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$, como o Máximo do Isótopo de Oxigênio Priaboniano (PrOm) e o Evento Eoceno Tardio (LEE). O PrOm, conforme definido por Scher et al. (2014), ocorreu há aproximadamente 37,3 Ma com duração de 140 mil anos. Assim como o LEE, determinado por Katz et al. (2008), com ocorrência em 34,1 Ma e tem seu início simultâneo à extinção do nanofóssil calcário *Discoaster saipanensis* (34,44 Ma). Essa extinção é o primeiro sinal de extinção biótica associada ao resfriamento do final do Eoceno.

A TEO abrange uma fase de mudança climática e biótica acelerada com duração de 790 mil anos que começou antes e terminou depois do limite Eoceno-Oligoceno (EOB) em torno de 33,9 Ma. O EOB é formalmente definido na *Global Stratotype Section and Point* (GSSP) em Massignano, Itália, e corresponde à extinção da Família Hantkeninidae de foraminíferos planctônicos, no andar Rupeliano (33,9Ma) (Coccioni et al. 1988; Nocchi et al. 1988; Premoli Silva & Jenkins 1993; Berggren et al. 1995; Coxall & Pearson, 2007).

A TEO inclui um aumento em duas etapas no $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos bentônicos em 1,2‰ que refletem em uma combinação de resfriamento do oceano profundo e aumento do volume de gelo continental. A primeira etapa desse aumento é mais difícil de identificar e não aparece em todos os registros, ao contrário da segunda etapa, definida como a Primeira Etapa Isotópica do Oligoceno (EOIS), que é um aumento no $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos de 0,7‰ ou mais, denotando a expansão da camada de gelo da Antártica (Coxall & Pearson, 2007; Coxall & Wilson, 2011; Westerhold et al., 2020; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023). Segundo Lear et al., (2008), registros de paleotemperatura como Mg/Ca de foraminíferos indicam que a maior parte do resfriamento, cerca de 2°C, decorreu-se durante a primeira etapa, enquanto a segunda etapa, a EOIS, foi marcada por um grande aumento no volume de gelo da Antártica. O EOIS foi um evento rápido, durou cerca de 40 mil anos e ocorreu em aproximadamente 33,65 Ma, sucedeu-se depois do EOB e dentro da base do magnetocrono chron C13n (Houben et al., 2013; Haiblen et al., 2019; Hutchinson et al., 2021).

O início da TEO, que abrange a Etapa 1 e o EOIS, é marcado pela extinção do nanofóssil calcário *Discoaster saipanensis* e seu fim é marcado pelo topo do EOIS e o início do Máximo Glacial Oligoceno Inferior (EOGM) (Hutchinson et al., 2021; Viganò et al., 2024). O EOGM

foi definido por Liu et al., (2004), ocorreu entre 33,65 e 33,16 Ma e durou aproximadamente 500 mil anos. Está associado a um intervalo estratigráfico de isótopos pico a pico, onde apresenta um máximo proeminente de $\delta^{18}\text{O}$ que corresponde a maior parte do chron C13n (que começa no topo do EOIS). Esse evento é interpretado como reflexo do início da formação de camadas de gelo em escala continental na Antártica, que corresponde a uma glaciação prolongada no início do Oligoceno (Miller et al., 1991; Hutchinson et al., 2021).

Alguns estudos indicam que a temperatura das águas profundas caiu entre 3°C e 5°C durante a TEO, enquanto a temperatura média global da superfície do mar reduziu aproximadamente 2,9°C, com variações dependendo da localização (Liu et al., 2004; Hutchinson et al., 2021). O volume estimado da camada de gelo antártica durante a TEO varia conforme a composição isotópica assumida, mas provavelmente estava entre 70% e 110% do tamanho atual (Lear et al., 2008; Bohaty et al., 2012; Galeotti et al., 2022). Como resultado, estima-se que o nível do mar durante a TEO tenha caído cerca de 70m, com base em sequências marinhas rasas de baixa latitude (Katz et al., 2008; Galeotti et al., 2022).

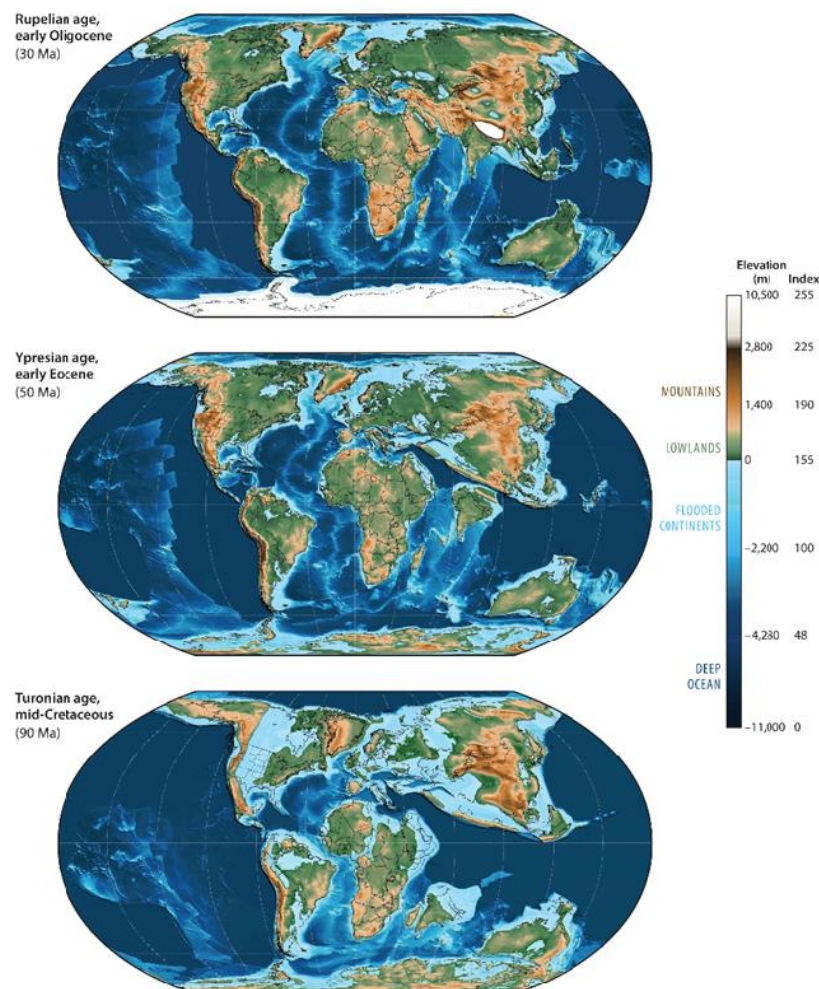


Figura 2: Mapas paleogeográficos do Cretáceo Superior e do Cenozoico (Eoceno Inferior e Oligoceno Inferior). Com representação das mudanças do planeta no intervalo de ~90Ma a ~30Ma, incluindo o aparecimento das

calotas de gelo na Antártica na EOT (~34Ma) e o isolamento geográfico da Antártica com a abertura da Passagem de Drake e *Tasman Gateway* no Oligoceno. Extraído de Scotese, 2021.

Dois mecanismos principais foram propostos inicialmente como impulsionadores da transição climática do planeta: o início da Corrente Circumpolar Antártica e um declínio da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na atmosfera. A formação da Corrente Circumpolar Antártica foi resultado da abertura da Passagem de Drake entre a América do Sul e a *Tasman Gateway* entre a Austrália, causando uma reorganização na estrutura e circulação oceânica (Kennett, 1977; Sijp et al., 2004). Essa corrente atuou na redução do fluxo de calor em direção aos polos que contribuiu para o isolamento térmico da Antártica (Figura 2). No entanto, estudos posteriores em registos proxies e modelagens climáticas acopladas indicaram que a hipótese da Corrente Circumpolar Antártica não explica completamente o arrefecimento global observado na TEO (Hutchinson et al., 2021; Lauretano et al., 2021). As correntes de águas profundas através do *Tasman Gateway* foram estabelecidas pela primeira vez por volta de 30 Ma, ou seja, após a EOT, no Oligoceno. Para a Passagem de Drake, a abertura total pode ter ocorrido ainda mais tarde, no Mioceno (Dalziel et al., 2013; Scher et al., 2014; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023).

O segundo fator, o declínio da pCO₂ na atmosfera impulsionou o resfriamento e a formação de mantos de gelo continentais. A pCO₂ era cerca de 2.000 ppm no Eoceno Médio, caiu para 1000 ppm no fim Eoceno e na TEO apresentou níveis abaixo de 800 ppm, atingindo um mínimo de 550 ± 190 ppm no Oligoceno Inferior (Kennett, 1977; Anagnostou et al. 2016; Toumoulin et al. 2020). Diferentes mecanismos foram invocados para explicar esta redução no pCO₂, incluindo uma mudança do fracionamento de carbonato de plataforma para bacia, possivelmente associado ao aumento do intemperismo e a uma perturbação nos fluxos de carbono orgânico, levando ao aprofundamento de 1km da CCD, de aproximadamente 3,5 km para uma profundidade em torno de 4,5 km (Coxall et al., 2005; Taylor et al., 2023; Faria et al., 2024). Um consenso crescente é que uma diminuição no pCO₂ ao longo da TEO é o principal impulsionador para a diminuição da temperatura globalmente (Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023).

De acordo com Galeotti et al. (2016), a variabilidade da camada de gelo da Antártida ao longo da TEO está registrada em ciclos sedimentares da perfuração CRP-3, uma sucessão sedimentar glaciomarina de águas rasas, localizada no oeste do Mar de Ross. Esses registos fornecem evidências diretas de ciclos glaciais controlados por variações orbitais entre 34 e 31

Ma, em resposta à queda dos níveis de CO₂ e às variações orbitais. As variações na abundância de fácies e de clastos nos ciclos sedimentares marinhos rasos refletem o avanço e recuo periódicos das geleiras, impulsionados pela precessão e pela obliquidade. Esta resposta direta indica que a camada de gelo da Antártica era altamente dinâmica, avançando e recuando durante a fase inicial do EOGM. A primeira evidência de avanço do gelo na plataforma continental do Mar de Ross coincide com a deposição de ciclos sedimentares começando em 32,8 Ma, e marca uma transição abrupta na sensibilidade da camada de gelo da Antártica que foi influenciada por ciclos de excentricidade de maior duração. O intervalo em torno de 32,8 Ma também coincidiu a um mínimo prolongado de excentricidade e obliquidade, uma configuração orbital que favoreceu o início da glaciação em 33,6 Ma. Esse período de baixa sazonalidade, com verões mais frios, contribuiu para os máximos glaciais de longo prazo. Apesar da expansão do gelo durante o EOGM, a camada de gelo em formação na Antártica permaneceu sensível à insolação local, controlada por ciclos orbitais, até que o limite de CO₂ de aproximadamente 600 ppmv foi ultrapassado por volta de 32,8 Ma. A coerência orbital e a sincronização entre os ciclos glaciais e os registros de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem que os *feedbacks* do ciclo do carbono tiveram um papel importante na variação dos níveis de CO₂ e na amplificação dos ciclos glaciais-interglaciais de curto e longo prazo no Oligoceno Inferior. As camadas de gelo marinhas mostram uma dinâmica intensa em resposta às forças orbitais quando os níveis de CO₂ atmosférico estão entre 300 e 400 ppm, sendo que a estabilidade da camada de gelo da Antártica foi observada em torno de 400 ppm. Os dados indicam que o limite de CO₂ para a formação de uma camada de gelo antártica em escala continental foi atingido em cerca de 600 ppm. Além disso, há variações nos valores de CO₂ atmosférico, entre aproximadamente 560 e 920 ppm, que influenciam a dinâmica dessa camada de gelo.

2.2 Registros paleoambientais em ambientes marinhos rasos

A zona nerítica corresponde aos ambientes marinhos rasos, que incluem as águas sobre a plataforma continental. Esses ambientes são mais variáveis e dinâmicos em comparação com as águas profundas. Fatores como a presença de luz, temperatura, salinidade, disponibilidade de nutrientes, composição química da água e tipo de substrato influenciam diretamente a produção carbonática (Sen Gupta 1999; Flügel, 2004; Schlager, 2005; Murray, 2006).

Embora os registros de mar profundo de alta latitude do Oceano Antártico da TEO sejam bem conhecidos, seus equivalentes marinhos rasos são raros. Entretanto, possuem o potencial de registrar as consequências eustáticas e oceânicas da variabilidade glacial do

Paleógeno, além de fornecer evidências da resposta direta de ambientes sedimentares marinhos rasos, mudanças na profundidade da água e a expansão e recuo do manto de gelo (Galeotti et al., 2016; Gallagher et al., 2020).

Em ambientes neríticos, os registros mais representativos da TEO são associados a mudanças no nível do mar, variações na composição faunística e sedimentológica, bem como transformações na produção de carbonatos. Entre os estudos representativos que abordam essas mudanças, Adams et al., (1986) destacam a variação dos carbonatos de águas rasas em função das mudanças ambientais e a extinção em massa de foraminíferos bentônicos maiores, devido à queda global no nível do mar. Estudos de Miller et al. (2005) documentaram as regressões marinhas no final do Eoceno e seu impacto na sedimentação das plataformas continentais. Estudos de Zachos et al., (2001) e Katz et al., (2008) mostraram extinções e mudanças na fauna, com a substituição de espécies de águas quentes por espécies mais adaptadas a águas frias. Os estudos de Coxall et al. (2005), Pälike et al. (2006) e Cornacchia et al. (2018) apresentaram por meio de registros isotópicos em sedimentos carbonáticos neríticos, uma queda significativa nas temperaturas globais. Jaramillo-Vogel et al. (2012) exploraram as respostas bióticas em plataformas carbonáticas durante a TEO, enquanto Galeotti et al. (2016) forneceram evidências de mudanças na produtividade oceânica durante este intervalo. Mais recentemente, Gallagher et al. (2020) integraram dados multiproxies para uma visão mais abrangente das mudanças ambientais neríticas durante a TEO. Esses registros mostram que os ambientes neríticos são fundamentais para o estudo das mudanças paleoambientais, fornecendo um arquivo detalhado das respostas biológicas e sedimentares às mudanças climáticas globais.

2.3 Registros paleoambientais em ambientes marinhos profundos

Diferentemente da biologia, na sedimentologia, o termo pelágico refere-se a ambientes deposicionais localizados em regiões de águas profundas nos oceanos, fora da plataforma continental (Nichols, 2009). Esses ambientes são caracterizados pela deposição de sedimentos finos (como argilas e lamas carbonáticas), que se acumulam lentamente no fundo oceânico. Esses ambientes estão associados onde as condições são estáveis e a sedimentação ocorre por decantação. Os sedimentos pelágicos são predominantemente compostos por material biogênico, material inorgânico e sedimentos hemipelágicos (Boggs, 2009; Nichols, 2009).

No contexto sedimentar, o ambiente pelágico inclui um ecossistema grande e diverso, o habitat da Terra mais extenso, com profundidade variando entre cerca de 200m a 4000m, seus processos geológicos, físicos, geoquímicos e biológicos particulares fazem dele um

ambiente único e pouco conhecido, por ser difícil de alcançar (Snelgrove & Smith, 2002; Alegret et al., 2021). Os foraminíferos planctônicos contribuem diretamente para sedimentos pelágicos, enquanto os bentônicos aparecem em menor proporção, integrados por processos deposicionais (Boggs Jr., 2009; Garrison & Ellis, 2016). Dessa forma, os foraminíferos bentônicos armazenam em suas carapaças registros das condições de ambientes marinhos profundos, assim como as condições de ambientes rasos e oferecem o melhor registro fóssil de organismos Cenozoicos (Schmiedl, 2019).

Um dos principais fatores que controlam a sedimentação carbonática pelágica é a CCD. A dissolução do carbonato ocorre devido à diminuição da temperatura, aumento da pressão e concentração de CO₂ nas águas profundas. Durante o Eoceno, a CCD era relativamente rasa, mas aprofundou no Oligoceno, sugerindo uma mudança na circulação oceânica. Esse processo pode estar associado ao desenvolvimento de gelo marinho em altas latitudes, que produziu águas frias e oxigenadas, intensificando a circulação das águas de fundo. Durante a TEO, ocorreu uma alteração paleoceanográfica significativa, tanto no Oceano Pacífico Equatorial como no Oceano Atlântico Sul, levando a um aprofundamento da CCD em mais de 1 km), o que resultou no aumento da troca de carbonato de águas rasas para o domínio do mar profundo (Coxall et al., 2005; Coxall & Pearson, 2007; Pälike et al., 2012; Taylor et al., 2023).

2.4 Foraminíferos bentônicos

Os foraminíferos são protistas rizópodes, portanto, organismos unicelulares. Eles possuem um corpo mole chamado citoplasma, que é, em grande parte, envolto por uma estrutura conhecida como testa ou carapaça. Essa carapaça pode ser formada por calcita (com alto ou baixo teor de Mg), aragonita ou pode ser aglutinada por fragmentos minerais e/ou biogênicos (Barun & Sen Gupta, 2003; Armstrong & Brasier, 2005; Hayward, et al., 2010; Jones, 2014). A carapaça pode ter uma única câmara ou várias, que se desenvolvem ao longo da vida do organismo, sendo geralmente interligadas por uma ou mais aberturas. As dimensões dessas carapaças costumam ser inferiores a um milímetro (Armstrong & Brasier, 2005; Petró, 2018).

Os foraminíferos bentônicos distinguem-se dos planctônicos por suas testas mais robustas e morfologicamente diversas. Enquanto os bentônicos apresentam formatos variados e paredes que podem incorporar partículas do sedimento, os planctônicos possuem carapaças mais finas e ornamentação simples, como poros finos ou espinhos delicados, otimizadas para a flutuação na coluna d'água (Sen Gupta, 1999; Petró, 2018).

Este grupo de microfósseis tem sido reconhecido desde o início do período Cambriano até períodos recentes, com seu período de maior destaque ocorrendo durante o Cenozoico. A sensibilidade ecológica torna o grupo particularmente útil em estudos de condições ambientais antigas e recentes. As alterações na composição dos grupos de foraminíferos podem ser utilizadas para determinar variações na circulação das massas de água, na profundidade da água do mar, na temperatura e na química dos oceanos (Armstrong & Brasier, 2005; Petró, 2018). A reconstrução paleoclimática se baseia fortemente em análises geoquímicas das carapaças carbonáticas de foraminíferos bentônicos. Assim, as análises de isótopos estáveis fornecem informações relevantes sobre as variações passadas no ciclo do carbono, circulação oceânica, produtividade, temperatura, salinidade, volume de gelo e química da água do mar (Holbourn et al., 2013).

Os foraminíferos bentônicos são a biota unicelular de águas profundas da meiofauna mais comum. Eles são majoritariamente marinhos e possuem ampla distribuição geográfica e batimétrica nos oceanos. Esses organismos habitam o fundo oceânico, tendo hábito infaunal (se enterram a poucos centímetros no substrato) ou epifaunal (vivem sobre o substrato) e são abundantes na plataforma continental (Petró, 2018; Alegret et al., 2021).

Os foraminíferos bentônicos de águas profundas são geralmente cosmopolitas, em grande parte, devido a sua rápida capacidade de dispersão e sua recolonização em novos substratos no fundo do mar. Essa capacidade de recolonização é incomum, tornando-os mais bem adaptados a esses ambientes do que muitos outros organismos bentônicos. Além disso, sua distribuição nas bacias oceânicas é controlada principalmente por parâmetros ambientais, como a taxa de fluxo de matéria orgânica particulada da superfície para o fundo do oceano e a dissolução de carbonatos. Os parâmetros como barreiras físicas ou fatores físico-químicos entram como secundários nesse contexto (Altenbach et al., 1999; Jorissen et al., 2007; Pawlowski & Holzmann, 2007; Gooday & Jorissen, 2012; Holbourn et al., 2013). Os foraminíferos bentônicos de águas profundas, em contraste com as formas de águas mais rasas, apresentam uma elevada semelhança genética e morfológica ao longo de grandes distâncias no oceano (Pawlowski et al., 2003; Holbourn et al., 2013).

Há um grupo informal de foraminíferos caracterizados por estruturas internas complexas, conhecidos como macroforaminíferos. Embora muitos possuam uma morfologia de maior tamanho em comparação com outros foraminíferos bentônicos, sua característica distintiva é a presença de testas internamente complicadas. Esses foraminíferos estão presentes no registro fóssil, especialmente no Paleozoico Superior, no Mesozoico e no Cenozoico. Em geral, a presença de macroforaminíferos no registro fóssil indica um ambiente quente, enquanto

sua ausência aponta para ambientes mais frios ou mais ricos em nutrientes. Conforme Cotton & Pearson (2011), vários táxons de macroforaminíferos foram extintos durante a TEO, incluindo famílias que eram amplamente distribuídas e de longa duração. Esse evento de extinção foi impulsionado pelo crescimento das camadas de gelo e queda global do nível do mar (Cotton & Pearson, 2011; BouDagher-Fadel, 2018).

O limite Paleoceno-Eoceno, coincidente com o início do PETM, foi um momento de maior extinção dos foraminíferos bentônicos de águas profundas. A acidificação dos oceanos pode ter sido um fator significativo na extinção dos foraminíferos, que foi seguida de recuperação e diversificação e resultou na reorganização das assembleias. As assembleias bentônicas diminuíram sua diversidade de forma moderada ao longo do EOB (Alegret et al., 2009; Alegret et al., 2021). As taxas de extinção no mar profundo atingiram 29% das espécies no Oceano Antártico (Hayek et al. 2019; Alegret et al., 2021).

2.5 Taxonomia de foraminíferos bentônicos

A taxonomia é responsável por descrever e classificar os foraminíferos bentônicos com base em suas características semelhantes. A classificação supragenérica dos foraminíferos bentônicos é um tema que gera muito debate. Três características morfológicas são prioritárias para classificação: a estrutura da parede da carapaça, o arranjo das câmaras e a morfologia da carapaça, incluindo o modo de enrolamento, arranjo e disposição da câmara e sistema de abertura. A classificação de Margulis & Schwartz (1998) é a mais aceita em nível supragenérico, considerando os foraminíferos como parte do reino Chromista, sub-reino Harosa, infrarreino Rhizaria e filo Foraminifera (Holbourn et al., 2013; Petró; 2018; Hayward et al., 2024).

A classificação de Loeblich & Tappan (1988) é a principal para o nível de gênero, tanto para foraminíferos bentônicos quanto para planctônicos. No entanto, a classificação de nível superior dos foraminíferos está atualmente em revisão e foi recentemente atualizada com base nos resultados de estudos de sequenciamento genético, conforme relatado por Pawlowski et al. (2013) e Holzmänn & Pawlowski (2017) (Pawlowski et al., 2013; Holzmänn & Pawlowski; 2017; Petró, 2018; Hayward et al., 2024).

2.6 Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio

Isótopos são elementos químicos com o mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons. Em estudos paleoambientais e paleoclimáticos, os isótopos estáveis, que não sofrem decaimento radioativo, são amplamente utilizados. Entre os mais relevantes estão os isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio, e eles podem ser medidos em carbonato de cálcio. Portanto, os foraminíferos são frequentemente usados para essas análises, pois eles são organismos que produzem carbonato de cálcio em equilíbrio com as condições físico-químicas da água do ambiente, as quais, portanto, podem ficar registradas na composição isotópica da carapaça (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007; Rodrigues & Fauth, 2013, White, 2013).

As assinaturas isotópicas são determinadas comparando a composição da amostra com a de um material de referência de valor isotópico conhecido. Dessa forma, a composição isotópica de um elemento em um material é expressa com a notação “ δ ”, representado pela fórmula:

$$\delta_x = \frac{R_x - R_{std}}{R_{std}} \cdot 10^3$$

Em que R_x e R_{std} representam o valor da razão entre o isótopo pesado e o isótopo leve do elemento de interesse na amostra e no material de referência, respectivamente.

Um valor de composição isotópica negativo significa que a amostra é enriquecida no isótopo leve (ou empobrecida no isótopo pesado) em relação ao material de referência. Por outro lado, composição isotópica de valores positivos ocorre quando a amostra é enriquecida no isótopo pesado. Os valores das assinaturas isotópicas são expressos em partes por mil (‰). Os isótopos de carbono e de oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente) em carbonato são referenciados com o padrão *Pee Dee Belemnite* (PDB) (Ruddiman, 2008; White, 2013).

O fracionamento isotópico corresponde ao processo de separação dos isótopos mais pesados e mais leves entre duas fases coexistentes em um sistema natural. Existem dois tipos de processos de fracionamento isotópico: o de equilíbrio e o cinético. O fracionamento em equilíbrio ocorre em reações reversíveis, nas quais há troca de isótopos entre duas fases, como entre o bicarbonato dissolvido na água do mar e o carbonato de cálcio precipitado durante a formação das carapaças dos foraminíferos. Esse tipo de fracionamento reflete as condições ambientais, especialmente a temperatura da água no momento da calcificação (Wefer & Berger, 1991; Faure & Mensing, 2005). A distribuição final dos isótopos é controlada por um equilíbrio dinâmico e depende da temperatura e da natureza das ligações químicas. Um exemplo são os

foraminíferos, que secretam suas carapaças calcíticas em equilíbrio com a água do mar. O fracionamento em equilíbrio é dependente da temperatura: temperaturas mais baixas favorecem o enriquecimento de isótopos pesados na fase sólida. O fracionamento cinético está associado a processos irreversíveis ou unidirecionais, em que não há equilíbrio entre as fases. Nesse caso, os isótopos mais leves tendem a reagir ou se mover mais rapidamente, pois formam ligações mais fracas e exigem menos energia para participar da reação (Tucker et al., 1990; Van der Zwaan et al., 1999; Ruddiman, 2008; White, 2013; Tiwari et al., 2015).

2.6.1 Isótopos de Carbono

O carbono (C) modula o clima do planeta através de um conjunto de processos químicos, físicos e biológicos que constituem o seu ciclo na superfície da Terra. O carbono pode ser encontrado em compostos orgânicos, na forma reduzida (CH_4 e outros), e compostos inorgânicos, na forma oxidada (p.e. CO_2 , HCO_3^- , CaCO_3) (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007; White, 2013).

O ciclo biogeoquímico do carbono realiza a transferência desse elemento entre a atmosfera, a biosfera terrestre, a hidrosfera e a litosfera, o que ocorre em diferentes velocidades, dependendo dos processos. O gás carbônico (CO_2) atmosférico se dissolve com facilidade na água, formando o ácido carbônico (H_2CO_3) e esse, por sua vez, ataca os silicatos constituintes das rochas expostas na superfície terrestre produzindo íons bicarbonatos (HCO_3^-). Estes íons dissolvidos na água de rios alcançam o mar, onde são assimilados pelos organismos biomineralizadores e formam as partes esqueléticas, como as carapaças dos foraminíferos. Após a morte dos organismos, os restos carbonáticos podem ser acumulados no fundo do mar e ficar preservados como sedimentos (Tucker et al., 1990; Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

O carbono inorgânico dissolvido (DIC) nas águas dos oceanos é composto por três espécies em equilíbrio químico entre si, sendo CO_2 , HCO_3^- e CO_3^{2-} . A precipitação de carbonatos marinhos, por processos bióticos ou abióticos, ocorre em equilíbrio isotópico com o DIC e gerando um fracionamento relativamente limitado. Portanto, os registros de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos refletem variações devido à repartição de carbono entre o oceano e os outros reservatórios na superfície terrestre, ou seja, atmosfera, geosfera e biosfera (Tucker et al., 1990; Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

O carbono possui dois isótopos estáveis, o ^{12}C e o ^{13}C , sendo que o ^{12}C que é mais leve, representa cerca de 98,89 % da quantidade total de carbono presente na natureza e o ^{13}C , mais

pesado, representa cerca de 1,11%. Os carbonatos marinhos apresentam um valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de 0‰ podendo variar entre aproximadamente -1‰ a $+3\text{‰}$. Essa variação reflete principalmente o balanço entre a produção de matéria orgânica e sua remineralização, além da circulação oceânica e da composição isotópica do DIC na água do mar. Valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ costumam estar associados a águas superficiais e em regiões de alta produtividade, onde a fotossíntese remove preferencialmente o isótopo leve ^{12}C . Já valores mais negativos podem ocorrer em águas profundas, onde predomina a remineralização da matéria orgânica (Wefer & Berger, 1991; Faure & Mensing, 2005; Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

Durante a TEO, o DIC nas águas profundas ficou enriquecido em ^{13}C , resultando em valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais altos nos foraminíferos bentônicos (aumentos entre $+0,5$ e $+1\text{‰}$), refletindo mudanças no ciclo do carbono e na circulação oceânica (Zachos et al., 1996; Kennett et al., 1975; Diester-Haass & Zahn, 1996; Coxall et al., 2005; Hutchinson et al., 2021).

2.6.2 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio (O) é um elemento abundante no sistema climático da Terra, ocorre como O_2 na atmosfera, vapor d'água na atmosfera, a água líquida no oceano e nos lagos e a água congelada em calotas de gelo. Esses reservatórios interagem e trocam oxigênio constantemente. O oxigênio ocorre na natureza principalmente como dois isótopos. O ^{16}O , mais leve, representa quase 99,8% da quantidade total, e o ^{18}O , mais pesado, representa a maior parte do restante. A composição isotópica do oxigênio, portanto, é representada pelo $\delta^{18}\text{O}$ e o valor de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonato se torna mais leve quanto maior é a temperatura da água de onde precipita e vice-versa (Ruddiman, 2008). Entretanto, esse valor depende também da composição isotópica da água em que o carbonato está dissolvido, que pode variar em função da salinidade e da extensão das calotas de gelo na superfície terrestre. Assim, é importante estimar esses parâmetros antes de usar o $\delta^{18}\text{O}$ dos sedimentos carbonáticos como indicador de paleotemperatura e composição oceânica (Marshall et al., 1992; Sharp, 2007).

A TEO está associada a um aumento de aproximadamente $+1,5\text{‰}$ nos valores $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos bentônicos e corresponde à mudança isotópica de oxigênio mais antiga do Oligoceno (EOIS). Esse aumento indica um resfriamento das águas profundas e enriquecimento de ^{18}O nos oceanos devido à formação das calotas polares permanentes da Antártica (Coxall & Pearson, 2007; Westerhold et al., 2020; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023).

Alterações diagenéticas podem impactar significativamente os valores isotópicos de carbonatos o que pode interferir na reconstrução paleoambiental. Durante a diagênese, processos como recristalização, dissolução e interação com fluidos meteóricos podem modificar os isótopos de carbono e oxigênio, resultando em desvios da assinatura isotópica original (Marshall, 1992; Banner & Hanson, 1990). Essas alterações são influenciadas por variações na temperatura, na composição dos fluidos e no tempo de exposição, o que pode levar à perda de informações cruciais sobre as condições ambientais passadas. Assim, a avaliação da preservação isotópica é essencial em estudos paleoambientais. Análises petrográficas e geoquímicas detalhadas permitem distinguir carbonatos alterados diageneticamente daqueles que mantêm suas características primárias, assegurando a validade das interpretações (Veizer, 1983; Brand & Veizer, 1980).

3. ÁREA DE ESTUDO

O furo de sondagem IODP U1507B foi recuperado no Mar da Tasmânia, no sítio IODP-U1507 localizado entre Nova Zelândia, Austrália e Nova Caledônia, no sudoeste do Oceano Pacífico e tem como coordenadas 26°29.3158'S, 166°31.7155'E. O Mar da Tasmânia possui um contexto geológico complexo e é um excelente local para estudos paleoceanográficos. Sua localização está entre as maiores correntes oceânicas equatoriais e subantárticas e a região apresenta áreas extensas com profundidades acima da CCD. As profundidades da água variam de ~1000 a 2000 m em *Lord Howe Rise* e *Norfolk Ridge* a ~2000 – 3500 m na Bacia de Nova Caledônia (Sutherland et al., 2010, 2022). Essas profundidades relativamente rasas refletem a origem tectônica da crosta subjacente ao norte da Zelândia (Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2019).

O furo U1507B está localizado no fundo da Bacia de Nova Caledônia, que é uma extensa bacia de águas profundas (> 2000 km de comprimento e > 300 km de diâmetro) e adjacente à *Norfolk Ridge* (Figuras 3, 4). A Bacia de Nova Caledônia é um ambiente pelágico com 4000 m de coluna d'água. O local foi escolhido para determinar o momento da deformação e do soerguimento da *Norfolk Ridge*, para determinar a idade da formação da bacia, como também, obter registros de vulcanismos relacionado à subducção (Etienne et al., 2018; Sutherland et al., 2019).

Durante o final do Cretáceo (~85 Ma), Nova Zelândia começou a se separar da Austrália num processo de rifteamento extensional associado ao Gondwana (Gaina et al., 1998; Mortimer et al., 1999; Collot et al., 2009; Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2019; Smellie et al.,

2020). Esse rifteamento levou ao afinamento da crosta continental e à formação das bacias da Nova Caledônia e de Norfolk. A parte norte desse continente está posicionada ao longo do sistema de subducção *Tonga-Kermadec* (Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2019, 2022; Collot et al., 2023).

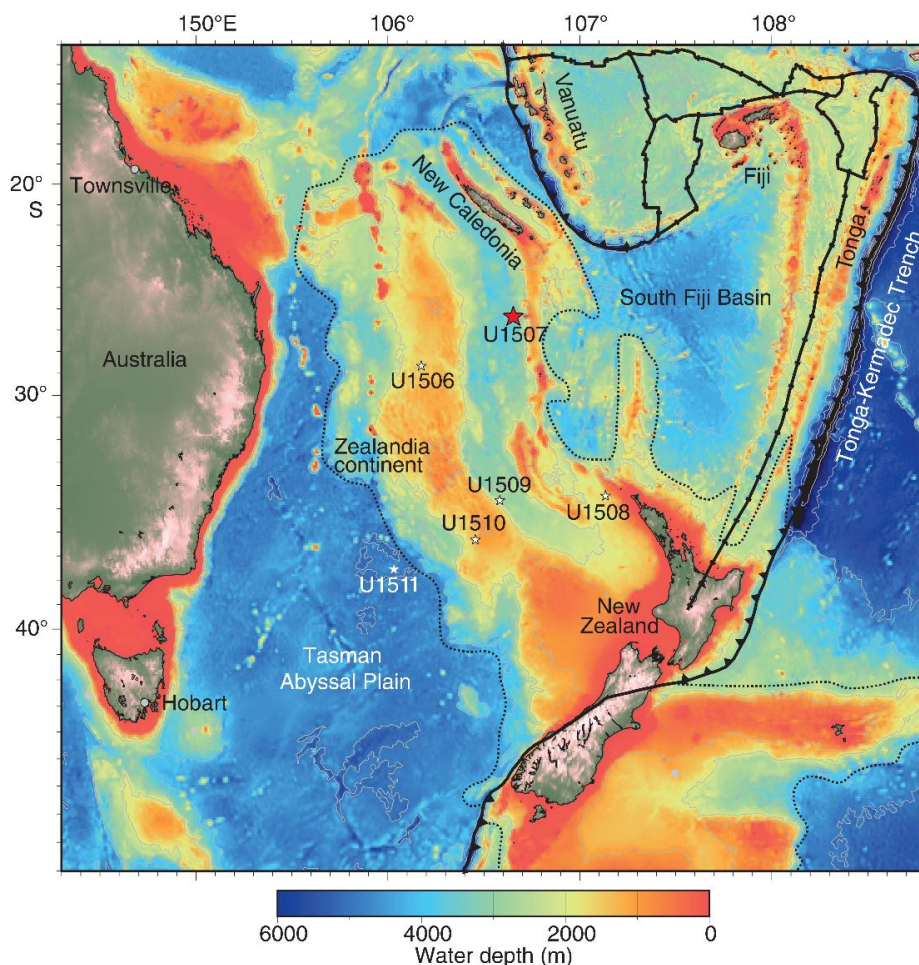


Figura 3: Mapa batimétrico regional da Expedição 371 IODP, em destaque a localização do furo U1507B com estrela vermelha. Adaptado de Sutherland et al., 2019.

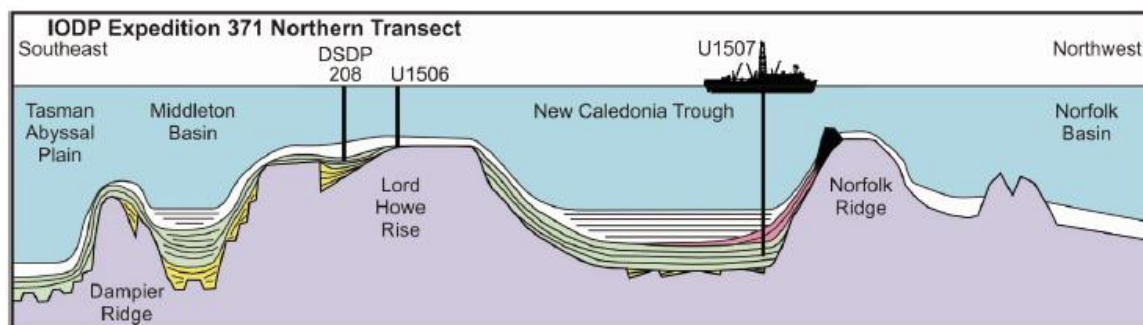


Figura 4: Localização do testemunho IODP U1507. Camadas em amarelo foram depositadas no Cretáceo. Camadas verdes foram depositadas durante o Eoceno. Camadas em rosa foram depositadas quando houve soerguimento, erosão e vulcanismo ativo durante a transição Eoceno-Oligoceno. Camadas brancas são mais recentes, correspondem ao Neógeno e Quaternário. Extraído de Sutherland et. al., 2019.

Por volta de 52 Ma, o rifteamento no Mar da Tasmânia cessou e houve uma reconfiguração tectônica. A convergência de placas deu início à subducção *Tonga-Kermadec*, um dos sistemas de subducção mais ativos do planeta. Essa zona é caracterizada pelo afundamento da placa do Pacífico sob a placa da Austrália. A subducção começou a se desenvolver entre 52 e 43 Ma, consolidando-se em sua forma atual por volta de 35 Ma. A convergência de placas causou deformação e reativação de antigas estruturas geológicas, como o *Norfolk Ridge*. Durante esse período, a sedimentação na Bacia de Nova Caledônia e na Bacia Norfolk foi influenciada pela subsidência e pela compressão regional. Esse período de transição foi caracterizado pelo chamado *Tectonic Event of the Tasman Area* (TECTA), que envolveu compressão na placa superior e modificações no regime tectônico (Mortimer et al., 2017; Collot et al., 2020, 2023).

A subducção *Tonga-Kermadec* resultou na formação de um arco vulcânico ativo a leste do *Norfolk Ridge* (Collot et al., 2023). E acredita-se que a crosta a leste do *Norfolk Ridge* tenha se aberto como o arco posterior da *Tonga Kermadec*, com mergulho para oeste e recuo para leste, desde o Oligoceno até o recente (Sutherland et al., 2017, 2020; Collot et al., 2023). O *Norfolk Ridge* marca a transição entre as áreas continentais e os sistemas de subducção, essa estrutura foi fortemente influenciada pela tectônica da região, incluindo sua elevação e subsidência ao longo do Cenozoico. De acordo com Collot et al. (2023), o *Norfolk Ridge* é composto por crosta continental espessa, reforçando a relação com o continente Zelândia. Seu vulcanismo está associado a magmatismo intraplaca alcalino, relacionado a processos de rifteamento continental, caracterizado principalmente por basaltos alcalinos, shoshonitos e traquitos. Seu vulcanismo está diretamente ligado à influência da subducção *Tonga-Kermadec*, que contribuiu por meio de processos de fusão parcial da litosfera enriquecida e interação com fluidos derivados da subducção (Mortimer et al., 2007; Mortimer et al., 2014; Collot et al., 2023; Sutherland et al., 2017, 2020).

Durante o Eoceno e Oligoceno, a subsidência que afetou a Bacia de Nova Caledônia aumentou sua capacidade de acumulação sedimentar, enquanto o *Norfolk Ridge* atuou como uma importante fonte sedimentar, fornecendo material resultante de sua erosão. Como resultado, a sedimentação da bacia é composta por turbiditos e sedimentos pelágicos (Sutherland et al., 2017, 2020; Collot et al., 2020, 2023). Segundo estudos feitos por Collot et al. (2023), dados de sísmica de reflexão mostram múltiplas unidades sedimentares na bacia, algumas delas deformadas devido à subducção ativa na região. O vulcanismo que gerou a principal fonte de sedimento dos turbiditos está associado à subducção *Tonga-Kermadec*. Esse vulcanismo gerou material vulcanoclástico de composição intermediária a félsica,

principalmente andesitos, que se acumularam no *Norfolk Ridge* (Sutherland et al., 2017, 2020; Collot et al., 2023). A erosão do *Norfolk Ridge*, foi intensificada por processos tectônicos e climáticos. Desse modo, forneceu uma significativa quantidade de sedimentos, alimentando fluxos de turbidez que desceram por cânions submarinos escavados em sua encosta. Esses fluxos formaram leques no fundo da bacia, compostos por depósitos turbidíticos derivados de material predominantemente vulcânico (Sutherland et al., 2019; Collot et al., 2023).

Durante o Oligoceno, o *Norfolk Ridge* passou por um processo de soerguimento, que coincidiu com a abertura da Bacia Norfolk, esse evento está relacionado ao recuo da subducção *Tonga-Kermadec*. A Bacia Norfolk se formou em um ambiente de *backarc*, resultado da extensão tectônica associada ao início da subducção (Collot et al., 2023).

3.1 Expedição IODP 371

A expedição IODP 371 perfurou seis sítios (U1506-U1511) no Mar da Tasmânia, entre 27 de julho e 26 de setembro de 2017. O objetivo principal foi compreender o início da subducção de *Tonga-Kermadec* por meio da recuperação de registros de rochas vulcânicas e sedimentos do Paleógeno. Além disso, os objetivos secundários foram compreender a oceanografia e o clima regionais durante o Paleógeno, especialmente o Eoceno. Dessa forma, foram recuperados 2506 m de sedimentos e rochas vulcânicas ao longo de 58 dias. Os sedimentos recuperados mais antigos foram do Eoceno médio ao Cretáceo tardio, dependendo do sítio (Sutherland, et al., 2019).

3.2 Sucessão do sítio IODP U1507

A recuperação no sítio U1507 foi realizada a uma profundidade de 3568 m abaixo da superfície da água, com duração aproximada de 12 dias. No total, foram recuperados cerca de 724,2 m de sedimentos. O sítio foi subdividido em dois furos: U1507A e U1507B. O furo U1507A teve penetração de 6,2 m a 425,4 m abaixo do fundo do mar e recuperou 352,7 m de sedimentos. Já o furo U1507B atingiu uma profundidade de 376 m a 864,4 m abaixo do fundo do mar e recuperou 371,5 m de sedimentos. A paleoprofundidade estimada para este local é batial inferior (2000 m) durante o Neoeoceno e abissal durante o Oligoceno. As rochas desse testemunho apresentam idades entre o Eoceno (56 Ma) a Eomioceno (23 Ma) (Sutherland et al., 2019).

Segundo Sutherland et al., (2019), a sequência sedimentar do sítio U1507 é composta por duas Unidades Estratigráficas, I e II (Figura 5). Sendo a unidade I dividida em três subunidades (Ia, Ib, Ic) com base em diferenças na litologia e características sedimentológicas, conforme apresentado:

- Unidade Estratigráfica Ia: recuperada no furo U1507A (0 – 401,2 m). Consiste predominantemente em calcário de nanofósseis, com quantidades variadas de argila, intercaladas com calcários ricos em foraminíferos e nanofósseis com cinzas vulcânicas. Ocorrem também raras camadas vulcanoclásticas. Época: Pleistoceno ao Eomioceno.
- Unidade Estratigráfica Ib: recuperada no furo U1507B (401,2 – 542,9 m). É composta principalmente por calcário de nanofósseis com quantidades variadas de foraminíferos, cinzas vulcânicas, intercalado com camadas de conglomerado tufáceo e arenito vulcanoclásticos. Época: Eomioceno ao Neo-oligoceno.
- Unidade Estratigráfica Ic: recuperada no furo U1507B (542,9 – 685,5 m). Consiste em conglomerado tufáceo e arenito alternando com calcário de nanofósseis com cinzas vulcânicas. Os depósitos vulcanoclásticos apresentam várias fácies sedimentares que apontam para deposição por vários processos de fluxo gravitacional, desde fluxos de detritos até correntes de turbidez. Época: Eo-oligoceno ao Neoeoceno. Intervalo de estudo desse trabalho.
- Unidade Estratigráfica II: recuperada no furo U1507B (685,5 – 855,6 m). É composta por calcário de nanofósseis intercalados com raros calcários de foraminíferos. Época: Mesoeoceno ao Neoeoceno.

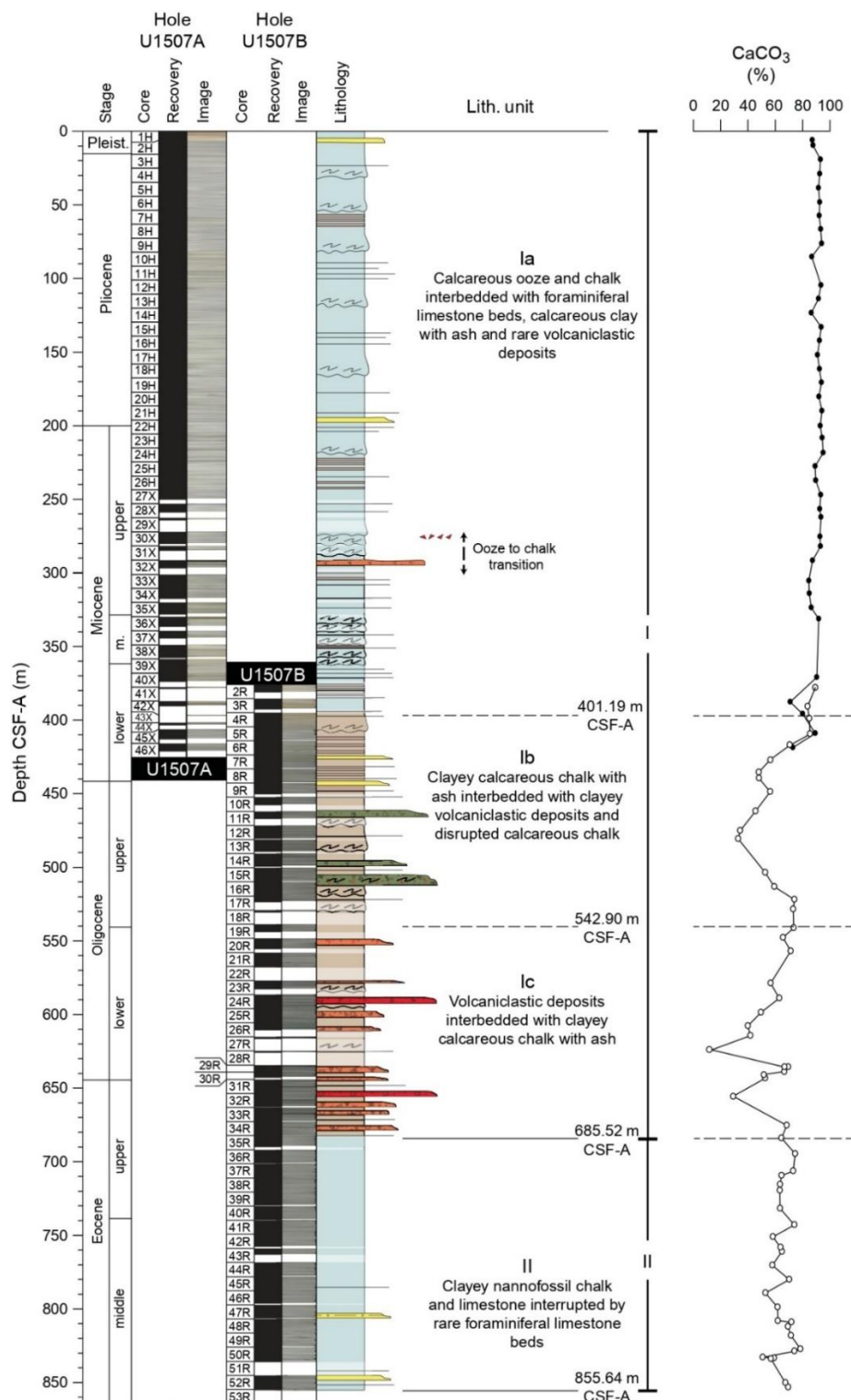


Figura 5: Coluna litoestratigráfica dos furos U1507A e U1507B do sítio U1507, com profundidade de 855,6 m, baseada em Sutherland et al. (2019). Dividido em Unidades Estratigráficas I (subunidades Ia, Ib e Ic) e II. Unidade Ia (0–401,2 m) composta por calcário de nanofósseis com argila variável, intercalado com calcários ricos em foraminíferos e nanofósseis, incluindo camadas de cinzas vulcânicas e raras camadas vulcanoclásticas. Unidade Ib (401,2–542,9 m) calcário de nanofósseis com foraminíferos e cinzas vulcânicas, intercalado com conglomerado tufaceo e arenito vulcanoclástico. Unidade Ic (542,9–685,5 m) consiste em conglomerado tufaceo e arenito alternando com calcário de nanofósseis e cinzas vulcânicas, exibindo fácies sedimentares diversas (fluxos de detritos e correntes de turbidez) indicativas de processos de fluxo gravitacional, intervalo de estudo desse trabalho. Unidade II (685,5–855,6 m) é formada por calcário de nanofósseis com raros calcários de foraminíferos. Intervalo cronoestratigráfico: Pleistoceno a Eoceno Médio, com variação de conteúdo de CaCO₃ (%) indicada à direita.

4. METODOLOGIA

Triagem, quantificação e análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos

As amostras analisadas neste estudo abrangem o intervalo 24R a 34R do furo U1507B, totalizando aproximadamente 100 m de sucessão sedimentar. A TEO está registrada entre os testemunhos 29R e 30R. A sequência sedimentar desse intervalo corresponde à Unidade Estratigráfica Ic, caracterizada por sedimentos carbonáticos pelágicos e hemiplégicos intercalados com turbiditos vulcanoclásticos. As camadas pelágicas contêm microfósseis típicos de ambientes marinhos profundos (batiais), enquanto as camadas turbidíticas incluem microfósseis de ambientes neríticos, que foram transportados juntamente com os sedimentos vulcanoclásticos.

Neste estudo, a análise foi centrada nos foraminíferos bentônicos, devido à sua relevância como proxies para ambientes de águas rasas e profundas. As amostras foram obtidas na Expedição IODP 371 e trazidas para Universidade de Brasília (UnB) pelo professor Dr. Martino Giorgioni, onde estão tombadas na Coleção de Micropaleontologia do Museu de Geociências da Universidade de Brasília e guardadas no Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (LabMicro), sob o prefixo de MP3909 até MP3946.

As etapas de preparação das amostras e o manuseio inicial dos microfósseis foram conduzidas pelo aluno de iniciação científica Arthur Siqueira Reis e pelo Dr. Lucas Antonietto, no Labmicro, entre os anos de 2018 e 2020. A preparação das amostras para recuperação de microfósseis mineralizados foi conduzida no LabMicro. Um total de 10g de cada amostra foi atacada com peróxido de hidrogênio 30% (H_2O_2) para desagregação a rocha. Depois, o material foi lavado através de uma sequência de peneiras (600 μ m, 250 μ m, 150 μ m, 90 μ m e 53 μ m) para separação do resíduo em diferentes granulometrias. O material retido em cada peneira foi seco em estufa e armazenado apropriadamente. O produto resultante foi triado com o auxílio de um microscópio estereoscópico Leica EZ4 com o intuito separar o conteúdo biogênico (Denezine et al., 2022). Na triagem, foi observado que as assembleias de microfósseis são compostas predominantemente por foraminíferos bentônicos e planctônicos, além de poucos ostracodes e fragmentos de corais.

Posteriormente, foi realizada a contagem sistemática de espécimes para obtenção de abundância absoluta, além de desenvolver uma análise qualitativa das assembleias de foraminíferos bentônicos em todas as amostras. Essa análise identificou variações nos parâmetros paleoecológicos (abundância geral, diversidade) e tafonômicos (preservação e evidências de retrabalhamento), classificando-os em níveis categóricos qualitativos (muito

baixa, baixa, moderada, alta, muito alta) com base em critérios específicos. Esses critérios foram estabelecidos por meio da contagem de espécimes e da observação detalhada das carapaças dos microfósseis, garantindo uma avaliação consistente dos dados. Para facilitar a visualização e comparação entre os ambientes, os níveis categóricos foram convertidos em uma escala numérica com valores variando entre 1 (muito baixa) a 5 (muito alta).

A abundância absoluta dos foraminíferos bentônicos nas amostras foi separada em duas modalidades, abundância relativa e abundância geral. A abundância relativa (Murray, 2006) foi determinada com base na proporção de espécimes de cada táxon em relação ao total de espécimes identificados em cada amostra. Ela reflete a distribuição relativa dos táxons e permite comparar a dominância de espécies específicas, é expressa em porcentagem (número de espécimes de um táxon dividido pelo total de espécimes na amostra, multiplicado por 100) e foi utilizada posteriormente para as análises estatísticas. A abundância relativa foi classificada em: inexistente (0%); raro (<1%); pouco (1-10%); comum (10-25%); abundante (26-50%); muito abundante (>50%), conforme registrada na Tabela 2. Paralelamente, compondo os parâmetros qualitativos, a abundância geral é proveniente da abundância absoluta total por amostra (0-250 espécimes), convertendo os intervalos na escala numérica (1 a 5) para representar uma abundância geral dos ambientes nerítico e pelágico. Abundância geral varia entre 1 (muito baixa, 0-50 espécimes); 2 (baixa, 51-100 espécimes); 3 (moderada, 101-150 espécimes); 4 (alta, 151-200 espécimes) e 5 (muito alta, 201-250 espécimes).

A diversidade considera a riqueza taxonômica e distribuição dos táxons em uma amostra, foram definidos 21 táxons, dessa forma, o nível de diversidade foi estabelecido como: muito baixa (0-4 táxons por amostra); baixa (5-8 táxons por amostra); moderada (9-12 táxons por amostra); alta 13-16 táxons por amostra); muito alta (17-21 táxons por amostra). O estado de preservação determina o estado físico e químico das carapaças dos foraminíferos bentônicos, leva em consideração aspectos como alterações na coloração, no brilho, sinais de corrosão e recristalização, foi definido como 1 (muito baixa); 2 (baixa); 3 (moderada); 4 (alta) e 5 (muito alta). O retrabalhamento avalia evidências de transporte, alterações na preservação, quebras, fraturas, arredondamento das bordas das carapaças e marcas de abrasão que as carapaças passaram, foi estabelecido em 1 (muito baixo); 2 (baixo); 3 (moderado); 4 (alto) e 5 (muito alto). Essa análise permitiu identificar variações de abundância relativa, diversidade, preservação e evidências de retrabalhamento, com base na observação detalhada das carapaças dos microfósseis.

Após a identificação, quantificação e análise qualitativa dos microfósseis, realizou-se a seleção das espécies mais representativas dos ambientes pelágico e nerítico para posterior

aplicação em análises isotópicas. O critério de seleção buscou garantir a presença de pelo menos uma espécie associada a ambientes profundos e uma espécie relacionada a ambientes rasos para cada amostra. Com base nesses requisitos, foram identificadas quatro espécies adequadas para as análises.

Análise taxonômica dos foraminíferos bentônicos

A classificação taxonômica das diferentes espécies de foraminíferos bentônicos recuperados foi realizada com base em descrições da literatura especializada. Tendo como referência, a classificação de Loeblich & Tappan (1988), atualizada conforme Holbourn et al. (2013) e a base de dados *World Foraminifera Database* (Hayward et al., 2024). A análise taxonômica foi desenvolvida com o auxílio do Prof. Fabrizio Frontalini e do doutorando Nicola Casadei (Universidade de Urbino – Itália) para atribuição paleoambiental.

Os foraminíferos bentônicos distinguem-se dos planctônicos por suas testas mais robustas e morfologicamente diversas. Desse modo, foram analisadas características como o formato e tipo de parede das carapaças, o arranjo das câmaras, forma e posição da abertura e a ornamentação da superfície externa nas carapaças, essas características permitiram a distinção entre os diferentes táxons. A identificação dos táxons considerou as características morfológicas observadas sob microscópio estereoscópico e foi comparada com descrições da literatura especializada. Os táxons foram definidos em nível de gênero ou espécie, que são extremamente úteis para estudos paleoambientais. Apesar de desafios ocasionais, como preservação parcial das testas, a metodologia de comparação com a literatura garantiu a confiabilidade dos resultados.

Sedimentologia e Petrografia

Segundo Sutherland et al. (2019), os sedimentos e as rochas sedimentares recuperados durante a Expedição IODP 371 foram classificados com base em um esquema modificado, que foi originalmente desenvolvido na Expedição IODP 350 (Tamura et al., 2015). Um dos objetivos desse esquema foi incorporar as partículas vulcânicas na caracterização das rochas sedimentares recuperadas, permitindo uma descrição abrangente de sedimentos mistos, como materiais vulcanoclásticos, biogênicos, siliciclásticos e rochas ígneas (Marsaglia et al. 2013, 2015; Tamura et al., 2015; Sutherland et al., 2019). De acordo com Sutherland et al. (2019), a classificação litológica considerou três critérios principais: a origem e composição dos constituintes sedimentares, a granulometria e o grau de litificação.

Foram definidas três classes litológicas sedimentares, baseadas na composição, independentemente dos processos de deposição: (i) biogênica (>50% de partículas carbonáticas, químicas ou biogênicas); (ii) siliciclástica (>50% de partículas siliciclásticas e <25% de conteúdo vulcânico); (iii) vulcanoclástica (>25% são partículas vulcânicas). Dentro da classe vulcanoclástica, divide-se em sedimentos vulcânicos (>75% de clastos ou grãos vulcânicos) e sedimentos tufáceos (25-75% de clastos ou grãos vulcânicos, misturados com partículas não vulcânicas).

Para os sedimentos siliciclásticos, utilizou-se a escala granulométrica de Wentworth (1922). Já para os sedimentos vulcanoclásticos, adotou-se a classificação de Fisher & Schmincke (1984), com diferenciação de partículas como cinzas vulcânicas, lapilli e blocos/bombas, permitindo a diferenciação das devidas litologias.

A nomenclatura principal das litologias foi complementada por prefixos, que indicam componentes secundários com proporções entre 25-50% e por sufixos, que representam constituintes entre 10-25% (Rothwell, 1989). A terminologia foi complementada com o grau de litificação, assim, sedimentos não litificados (*clay* ou *ooze*); os semilitificados (*chalk*); e os litificados receberam sufixos como *-stone* (siliciclásticos), *tuff* (vulcanoclásticos) ou *limestone* (biogênicos).

As rochas com mais de 50% de carbonato foram classificadas com base no parâmetro textural proposto por Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). A definição do termo “tufáceo” foi adaptada de Fisher & Schmincke (1984) e o termo “vulcanoclástico” foi utilizado no sentido proposto por Fisher (1961) abrangendo tanto os sedimentos essencialmente vulcânicos quanto aqueles parcialmente compostos por material vulcânico.

A partir disso, foram descritas detalhadamente e fotografadas nove lâminas petrográficas do testemunho U1507B, confeccionadas a partir de rochas dos intervalos 59,36 m a 676,62 m. A descrição das lâminas contou com o auxílio da professora Dr. Natalia Hauser. Para o desenvolvimento dessa etapa, utilizou-se o Microscópio Petrográfico *Zeiss* com a câmera acoplada *Axiocam 503 Color*, da Universidade de Brasília. O objetivo da descrição petrográfica foi observar e caracterizar a composição mineralógica e os aspectos texturais presentes nas rochas, além de detalhar o grau de preservação e recristalização dos microfósseis nas diferentes assembleias. A classificação litológica foi definida de acordo com o padrão sistematizado por Sutherland et al. (2019).

Análise isotópica de Carbono e Oxigênio

Para a realização das análises de isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, foram escolhidas as três espécies mais abundantes, sendo elas *Amphistegina gibbosa* e *Haynesina depressula* representativas de ambiente nerítico e *Oridorsalis sp.* de ambiente pelágico. As três espécies foram pesadas separadamente no laboratório de Automação Quimiometria e Química Ambiental (AQQUA), utilizando a balança analítica digital Mettler Toledo XS205 DualRange, com precisão de seis dígitos, garantindo boa exatidão na medição da massa dos microfósseis. O peso mínimo para cada espécie era de 100 microgramas e o máximo de 220 microgramas. No total, foram preparadas 48 amostras para a análise de isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

As análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LES) no Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP), coordenado pelo Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior. As análises foram efetuadas no Espectrômetro de Massas de fonte gasosa de Razão Isotópica (IRMS) Delta V Advantage acoplado ao Gas Bench II da Thermo.

Os resultados são expressos pela notação convencional δ , com valores relativos ao padrão Vienna Pee-Dee Belemnite (VPDB) $\pm 2\text{SD}\%$ (grau de confiança 95%), calibrados com os padrões internacionais NBS-19 e NBS-18 da IAEA. A precisão analítica para $\delta^{13}\text{C}$ foi de $\pm 0,05\%$ e para $\delta^{18}\text{O}$ foi de $\pm 0,07\%$.

Análises estatísticas dos foraminíferos bentônicos

As análises estatísticas para interpretação paleoambiental foram realizadas a partir dos dados de abundância absoluta e relativa dos foraminíferos bentônicos e foram executadas no *software* PAST (versão 5.2.1). Para isso, aplicou-se o método multivariado Análise de Agrupamento Hierárquico (HCA). Essa técnica organiza as amostras em agrupamentos (clusters) de acordo com o grau de similaridade entre elas, definindo assim, diferentes clusters baseados em diferenças de composição faunística. Isso permite identificar padrões associados a diferentes paleoambientes (Southwood & Henderson, 2000; Legendre & Legendre, 2012).

A similaridade entre as amostras foi calculada por meio de diferentes índices de similaridade/distância para verificar como os diferentes índices influenciam nos agrupamentos. Os índices utilizados e suas respectivas aplicações de acordo com Southwood & Henderson (2000) e Legendre & Legendre (2012) foram:

- Bray-Curtis para avaliar diferenças proporcionais na composição de abundância relativa;
- Euclidean para medir a distância geométrica entre dados quantitativos absolutos.

A partir desses índices foram gerados dendrogramas que permitiram identificar os agrupamentos de amostras com maior similaridade, para assim definir os clusters principais e os táxons mais abundantes dentro dos clusters. Em seguida, calcularam-se as médias das abundâncias relativas das amostras correspondentes a cada cluster, com o intuito de aumentar a precisão na interpretação paleoambiental.

|

6. ARTIGO CIENTÍFICO

Estudo da Transição Eoceno-Oligoceno com foraminíferos bentônicos de ambientes pelágico e nerítico, no testemunho IODP U1507 (Expedição 371) - Mar da Tasmânia

Resumo: A Transição Eoceno-Oligoceno (TEO, ~34 Ma) representou uma das mais marcantes reorganizações climáticas do registro geológico, com o resfriamento global que desencadeou a formação de calotas polares na Antártica, influenciada por variações orbitais e redução de $p\text{CO}_2$. Este estudo explora as mudanças paleoambientais nos ambientes neríticos e pelágicos durante a TEO, por meio da análise de foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B (Expedição 371), no Mar da Tasmânia, utilizando análises taxonômicas e estatísticas (HCA). A sucessão sedimentar (~100 m, testemunhos 24R a 34R), composta por carbonatos pelágicos e turbiditos vulcanoclásticos, registra a TEO entre 29R e 30R. A assembleia de foraminíferos inclui 21 táxons, com destaque para *Oridorsalis* sp., *Amphistegina gibbosa* e *Haynesina depressula*, os mais abundantes. Dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) estão afetados por diagênese, limitando reconstruções precisas. De acordo com HCA, quatro clusters foram definidos: Cluster 4 (base) reflete um ambiente nerítico raso, com alta produtividade e oxigenação, associado a uma circulação oceânica intensa que antecede a TEO; Cluster 3 indica aprofundamento em ambiente nerítico externo a batial superior, devido a subsidência tectônica local, menor oxigenação e maior produtividade, ligado ao início do esfriamento global; Clusters 2 e 1 (topo) caracterizam um ambiente nerítico a batial, com baixa produtividade e espécies adaptadas a águas frias, alinhado ao resfriamento da TEO. Localmente, a paleobatimetria foi moldada por subsidência e vulcanismo *Tonga-Kermadec*, sugerindo uma transgressão marinha local que contrasta com a regressão eustática global. Globalmente, a diminuição da temperatura e a produtividade carbonática corroboram a expansão das camadas permanentes de gelo da Antártica. Os resultados reforçam o papel dos foraminíferos bentônicos como proxies e a importância do testemunho U1507B como registro integrado de processos locais e globais.

Palavras-chave: Transição Eoceno-Oligoceno, ambiente pelágico, ambiente nerítico, foraminífero bentônico, Expedição IODP 371, HCA.

Abstract: The Eocene-Oligocene Transition (EOT, ~34 Ma) represented one of the most significant climatic reorganizations in the geological record, marked by global cooling that triggered the formation of polar ice caps in Antarctica, influenced by orbital variations and a decline in pCO₂. This study explores paleo-environmental changes in neritic and pelagic environments during the EOT through the analysis of benthic foraminifera from the IODP U1507B core (Expedition 371), located in the Tasman Sea, using taxonomic and statistical (HCA) analyses. The sedimentary succession (~100 m, cores 24R to 34R), composed of pelagic carbonates and volcanoclastic turbidites, records the EOT between 29R and 30R. The foraminiferal assemblage includes 21 taxa, with *Oridorsalis* sp., *Amphistegina gibbosa*, and *Haynesina depressula* being the most abundant. Isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) are affected by diagenesis, limiting precise reconstructions. Based on HCA, four clusters were identified: Cluster 4 (base) reflects a shallow neritic environment with high productivity and oxygenation, associated with intense ocean circulation preceding the EOT; Cluster 3 indicates deepening in an outer neritic to upper bathyal environment due to local tectonic subsidence, with lower oxygenation and higher productivity, linked to the onset of global cooling; Clusters 2 and 1 (top) characterizes a neritic to bathyal environment with low productivity and species adapted to cold waters, aligned with EOT cooling. Locally, paleobathymetry was shaped by subsidence and Tonga-Kermadec volcanism, suggesting a local marine transgression that contrasts with the global eustatic regression. Globally, the decrease in temperature and carbonate productivity supports the expansion of permanent ice sheets in Antarctica. The findings underscore the role of benthic foraminifera as proxies and the importance of the U1507B core as an integrated record of local and global processes.

Keywords: Eocene-Oligocene Transition, neritic environment, benthic foraminifera, IODP Expedition 371, HCA.

6.1 Introdução

Durante o Cenozoico, nos últimos 66 Ma, o clima global passou de um estado quente e úmido para um clima frio e seco, culminando na formação de uma camada de gelo permanente na Antártica. Esse período representou uma das maiores reorganizações climáticas do registro geológico da Terra e é conhecido como Transição Eoceno-Oligoceno (TEO) (Coxall & Pearson, 2007; Hutchinson et al., 2021). A TEO ocorreu entre aproximadamente 34,4 e 33,7 Ma e foi marcada por um resfriamento global significativo ao longo de 790 mil anos, levando à glaciação da Antártica (Coxall & Pearson, 2007; Katz et al., 2008; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023). Essa transição é evidenciada por mudanças nos registros globais de $\delta^{18}\text{O}$ em sedimentos carbonáticos de mar profundo, refletindo tanto o resfriamento das águas oceânicas profundas quanto a expansão do volume de gelo terrestre (Galeotti et al., 2016; Cornacchia et al., 2018; Hutchinson et al., 2021; Tibbett et al., 2023; Viganò et al., 2024).

A TEO abrange uma fase de mudança climática e biótica acelerada que começou antes e terminou depois do limite Eoceno-Oligoceno em torno de 33,9 Ma. Esse período foi marcado por um aumento em duas etapas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos bentônicos. A primeira etapa registrou uma redução de aproximadamente 2°C na temperatura oceânica, enquanto a segunda, conhecida como Etapa Isotópica do Oligoceno Inferior (EOIS), revelou um aumento substancial no volume de gelo antártico (Lear et al., 2008).

O início da TEO, que abrange a Etapa 1 e o EOIS, é marcado pela extinção do nanofóssil calcário *Discoaster saipanensis* e seu fim é marcado pelo topo do EOIS e o início do Máximo Glacial Oligoceno Inferior (EOGM) que foi definido por Liu et al., 2004 (Hutchinson et al., 2021; Viganò et al., 2024). O EOGM é interpretado como reflexo do início da formação de camadas de gelo em escala continental na Antártica, que corresponde a uma glaciação prolongada no início do Oligoceno (Miller et al., 1991; Hutchinson et al., 2021).

Durante a TEO, as temperaturas das águas profundas caíram entre 3°C e 5°C, e a temperatura média global da superfície do mar diminuiu cerca de 2,9°C dependendo da localização (Liu et al., 2009; Hutchinson et al., 2021). Estima-se que o volume da camada de gelo antártica tenha sido entre 70% e 110% do que a atual (Lear et al., 2008; Bohaty et al., 2012; Galeotti et al., 2022), resultando em uma queda do nível do mar de aproximadamente 70 m (Katz et al., 2008; Galeotti et al., 2022).

De acordo com Galeotti et al. (2016), evidências de ciclos sedimentares glaciomarinós indicam que a dinâmica da camada de gelo antártica foi influenciada por variações orbitais entre 34 e 31 Ma, com avanços e recuos controlados pelos ciclos de precessão e obliquidade.

A estabilidade da camada de gelo só foi alcançada quando os níveis de CO₂ caíram para cerca de 400 ppm, reforçando a interação entre forçantes orbitais e *feedbacks* do ciclo do carbono.

Este estudo investiga as variações paleoambientais pelágicas e neríticas durante o EOT por meio da análise de foraminíferos bentônicos. Para isso, foram comparadas as variações das assembleias de foraminíferos bentônicos ao longo da sucessão estratigráfica, a fim de compreender os impactos da glaciação da TEO nos ambientes pelágico e nerítico. Nesse sentido, foi analisada a sucessão sedimentar do testemunho IODP U1507B, recuperado na Expedição 371, integrando dados micropaleontológicos e sedimentológicos para contribuir com o estudo paleoclimático e paleoceanográfico desse período de transição.

6.2 Contexto geológico

O furo de sondagem IODP U1507B foi recuperado durante a Expedição IODP 371, no Mar da Tasmânia, no site IODP-U1507. E está localizado entre Nova Zelândia, Austrália e Nova Caledônia (Figura 3), no sudoeste do Oceano Pacífico e tem como coordenadas 26°29.3158'S, 166°31.7155'E. O Mar da Tasmânia é um excelente local para estudos paleoceanográficos, sua localização está entre as maiores correntes oceânicas equatoriais e subantárticas e a região apresenta áreas extensas com profundidades acima da CCD. As profundidades da água variam de ~1000 a 2000 m em *Lord Howe Rise* e *Norfolk Ridge* a ~2000 – 3500 m na Bacia de Nova Caledônia (Sutherland et al., 2010, 2022).

O furo U1507B está localizado no fundo da Bacia de Nova Caledônia, que é uma extensa bacia de águas profundas (> 2000 km de comprimento e > 300 km de diâmetro) e adjacente à *Norfolk Ridge*. A Bacia de Nova Caledônia é um ambiente pelágico com 4000 m de coluna d'água. O local foi escolhido para determinar o momento da deformação e do soerguimento da *Norfolk Ridge*, para determinar a idade da formação da bacia, como também, obter registros de vulcanismos relacionado à subducção (Etienne et al., 2018; Sutherland et al., 2019).

Durante o final do Cretáceo (~85 Ma), o continente Zelândia começou a se separar da Austrália num processo de rifteamento extensional associado ao Gondwana (Gaina et al., 1998; Mortimer et al., 1999; Collot et al., 2009; Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2019; Smellie et al., 2020; Sutherland et al., 2019; Smellie et al., 2020). Esse rifteamento resultou na formação das bacias de Nova Caledônia e *Norfolk*. A parte norte desse continente está posicionada ao longo do sistema de subducção *Tonga-Kermadec* (Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2019, 2022; Collot et al., 2023).

A subducção *Tonga-Kermadec* começou a se desenvolver entre 52-43 Ma e consolidou-se em sua forma atual por volta de 35 Ma e é um dos sistemas de subducção mais ativos do planeta. O início dessa subducção promoveu deformações tectônicas e o soerguimento do *Norfolk Ridge*, evento conhecido como *Tectonic Event of the Tasman Area* (TECTA) que reconfigurou o regime tectônico regional (Mortimer et al., 2017; Collot et al., 2023). A subducção *Tonga-Kermadec* resultou na formação de um arco vulcânico ativo a leste do *Norfolk Ridge* (Collot et al., 2023). Desse modo, a crosta a leste do *Norfolk Ridge* foi gerado por processos de arco e arco posterior, desde o Oligoceno até o recente (Sutherland et al., 2017, 2020).

A sedimentação na Bacia de Nova Caledônia durante o Eoceno e Oligoceno foi influenciada pela subsidência e pelo fornecimento de sedimentos do *Norfolk Ridge*, resultando na deposição de turbiditos e sedimentos pelágicos. Durante o Oligoceno, o *Norfolk Ridge* sofreu soerguimento associado ao recuo da subducção *Tonga-Kermadec*, enquanto a Bacia Norfolk se formou em um ambiente de *backarc* devido à extensão tectônica (Collot et al., 2020, 2023).

O principal objetivo da Expedição IODP 371 foi investigar o início da subducção *Tonga-Kermadec*, por meio da recuperação de sedimentos paleogênicos em seis perfurações na região. As bacias sedimentares estudadas preservam um registro único das condições paleoambientais do Mesozoico e Cenozoico, além de fornecerem informações sobre a evolução tectônica do sudoeste do Oceano Pacífico (Sutherland et al., 2010, 2019).

O furo U1507B está localizado no lado oriental, no fundo da Bacia de Nova Caledônia, que é uma extensa bacia de águas profundas (> 2000 km de comprimento e >300 km de diâmetro) e adjacente à *Norfolk Ridge*. A Bacia de Nova Caledônia é um ambiente pelágico com 4000 m de coluna d'água. O local foi escolhido para determinar o momento da deformação e do soerguimento da *Norfolk Ridge*, para determinar a idade da formação do canal e do preenchimento de sedimentos, como também, para obter um registro do vulcanismo relacionado com a subducção. Além disso, buscou-se compreender a oceanografia e o clima regionais por meio de intervalos do Cenozoico, especialmente o Eoceno (Etienne et al., 2018; Sutherland et al., 2019).

Sucessão do sítio IODP U1507

O furo de sondagem IODP U1507 foi recuperado no Mar da Tasmânia, localizado entre Nova Zelândia, Austrália e Nova Caledônia, no sudoeste do Oceano Pacífico e tem como coordenadas 26°29.3158'S, 166°31.7155'E. A recuperação no sítio U1507 foi realizada a uma

profundidade de 3568 m abaixo da superfície da água. No total, foram recuperados cerca de 724,2 m de sedimentos. O sítio foi subdividido em dois furos: U1507A e U1507B (Figura 5).

A recuperação do furo U1507B atingiu uma profundidade de 376 a 864,4 m, com 371,5 m de sedimentos recuperados. A paleoprofundidade estimada para este local é batial inferior (2000 m) durante o Eoceno Superior e ligeiramente mais profunda (abissal) durante o Oligoceno. As rochas desse testemunho apresentam idades entre o Eoceno Inferior (56 Ma) e Mioceno Inferior (23 Ma) (Sutherland et al., 2019).

As unidades estratigráficas recuperadas no furo U1507 compreende uma sequência sedimentar carbonática e vulcanoclástica do Eoceno Médio ao Pleistoceno. Ela é composta por duas Unidades Estratigráficas, I e II, sendo a unidade I dividida em três subunidades com base em diferenças na litologia e características sedimentológicas. A Unidade Ia (0–401,2 m, furo U1507A) é composta por calcário de nanofósseis com argila, intercalada por calcários ricos em foraminíferos, nanofósseis e cinzas vulcânicas, além de raras camadas vulcanoclásticas, datando do Pleistoceno ao Eomioceno. A Unidade Ib (401,2–542,9 m, furo U1507B) apresenta calcário de nanofósseis com foraminíferos e cinzas vulcânicas, intercalado com conglomerado tufáceo e arenito vulcanoclástico, atribuída ao intervalo Eomioceno ao Neo-oligoceno. A Unidade Ic (542,9–685,5 m, furo U1507B) é caracterizada pela alternância entre conglomerados tufáceos, arenitos e calcários de nanofósseis com cinzas vulcânicas, com depósitos vulcanoclásticos associados a diferentes processos de fluxo gravitacional, como fluxos de detritos e correntes de turbidez, datando do Eo-oligoceno ao Neoeoceno. Por fim, a Unidade II (685,5–855,6 m, furo U1507B) é constituída por calcários de nanofósseis com raras intercalações de calcário de foraminíferos, correspondendo ao intervalo Neoeoceno ao Mesoeoceno.

6.3 Metodologia

Análise dos foraminíferos bentônicos

As amostras analisadas neste estudo abrangem o intervalo 24R a 34R do furo U1507B, totalizando aproximadamente 100 m de sucessão sedimentar. A TEO está registrada entre os testemunhos 29R e 30R (Sutherland et al., 2019). A sequência sedimentar desse intervalo é corresponde à Unidade Estratigráfica Ic, caracterizada por sedimentos carbonáticos pelágicos intercalados com turbiditos vulcanoclásticos. As camadas pelágicas contêm microfósseis típicos de ambientes marinhos profundos (batiais), enquanto as camadas turbidíticas incluem microfósseis de ambientes neríticos, que foram transportados juntamente com os sedimentos

vulcanoclásticos. Neste estudo, a análise foi centrada nos foraminíferos bentônicos, devido à sua relevância como proxies para ambientes de águas rasas e profundas.

As amostras, recuperadas na Expedição IODP 371 foram preparadas no Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (LabMicro). As amostras (10 g cada) foram desagregadas com peróxido de hidrogênio 30% (H₂O₂) e peneiradas (malhas de 600, 250, 150, 90 e 53 µm) para separação granulométrica. Após secagem em estufa, o material foi triado para separação dos microfósseis com microscópio estereoscópico Leica EZ4. Foi observado que as assembleias de microfósseis são compostas predominantemente por foraminíferos bentônicos e planctônicos, com poucos ostracodes e fragmentos de corais. As amostras estão tombadas na Coleção de Micropaleontologia do Museu de Geociências da UnB, sob os códigos MP3909 a MP3946.

Após a triagem, foi realizada a identificação dos táxons considerando as características morfológicas das testas, observadas sob estereomicroscópio. Foram comparadas com descrições da literatura especializada com base na classificação de Loeblich & Tappan (1988), atualizada conforme Holbourn et al. (2013) e a base de dados *World Foraminifera Database* (Hayward et al., 2024). Em seguida, realizou-se uma contagem sistemática de espécimes para determinar a abundância absoluta e análise qualitativa das assembleias de foraminíferos bentônicos. Essa análise identificou variações nos parâmetros paleoecológicos (abundância geral, diversidade) e tafonômicos (preservação e evidências de retrabalhamento). E foi realizada uma classificação em níveis categóricos qualitativos (muito baixa, baixa, moderada, alta, muito alta) com base em critérios de observação detalhada das carapaças dos microfósseis. Para facilitar a comparação e visualização, os níveis categóricos foram convertidos em uma escala numérica de 1 (muito baixa) a 5 (muito alta).

A abundância absoluta dos foraminíferos bentônicos (Tabela 1) foi separada em duas modalidades, abundância relativa e abundância geral. A abundância relativa (Murray, 2006) foi estabelecida com base no número de espécimes de cada táxon na amostra em relação ao total de espécimes na amostra multiplicado por 100 (Tabela 2) e ela foi utilizada posteriormente nas análises estatísticas. A abundância relativa foi classificada em: inexistente (0%); raro (<1%); pouco (1-10%); comum (10-25%); abundante (26-50%); muito abundante (>50%). Paralelamente, compondo os parâmetros qualitativos, a abundância geral (Figura 3) é proveniente da abundância absoluta total por amostra (0-250 espécimes), convertendo os intervalos na escala numérica (1 a 5) para representar uma abundância geral dos ambientes nerítico e pelágico. Abundância geral varia entre 1 (muito baixa, 0-50 espécimes); 2 (baixa,

51-100 espécimes); 3 (moderada, 101-150 espécimes); 4 (alta, 151-200 espécimes) e 5 (muito alta, 201-250 espécimes).

A diversidade considera a riqueza taxonômica e distribuição dos táxons em uma amostra, foram definidos 21 táxons, dessa forma, o nível de diversidade foi estabelecido como: muito baixa (0-4 táxons por amostra); baixa (5-8 táxons por amostra); moderada (9-12 táxons por amostra); alta (13-16 táxons por amostra); muito alta (17-21 táxons por amostra). O estado de preservação determina o estado físico e químico das carapaças dos foraminíferos bentônicos, leva em consideração aspectos como alterações na coloração, no brilho, sinais de corrosão e recristalização, foi definido como 1 (muito baixa); 2 (baixa); 3 (moderada); 4 (alta) e 5 (muito alta). O retrabalhamento avalia evidências de transporte, alterações na preservação, quebras, fraturas, arredondamento das bordas das carapaças e marcas de abrasão que as carapaças passaram, foi estabelecido em 1 (muito baixo); 2 (baixo); 3 (moderado); 4 (alto) e 5 (muito alto). Essa análise permitiu identificar variações de abundância relativa, diversidade, preservação e evidências de retrabalhamento, com base na observação detalhada das carapaças dos microfósseis.

Após a identificação, quantificação e análise qualitativa dos microfósseis, realizou-se a seleção das espécies mais representativas dos ambientes pelágico e nerítico para posterior aplicação em análises isotópicas. O critério de seleção buscou garantir a presença de pelo menos uma espécie associada a ambientes profundos e uma espécie relacionada a ambientes rasos para cada amostra.

Sedimentologia e Petrografia

A classificação petrográfica foi realizada seguindo o modelo desenvolvido durante a Expedição IODP 371 (Sutherland et al., 2019). Três classes principais foram definidas, baseadas na composição: biogênica (>50% de partículas biogênicas ou carbonáticas), siliciclástica (>50% siliciclásticas e <25% vulcânicas) e vulcanoclástica (>25% vulcânicas). Dentro desta última, diferenciam-se sedimentos vulcânicos (>75% vulcânicos) e tufáceos (25–75% vulcânicos). Além disso, para os sedimentos siliciclásticos, utilizou-se a escala granulométrica de Wentworth (1922) e para os sedimentos vulcanoclásticos, adotou-se a classificação de Fisher e Schmincke (1984). Adicionalmente, a nomenclatura das litologias foi complementada por prefixos para componentes secundários entre 25–50% e sufixos para constituintes entre 10–25%, além de termos que indicam o grau de litificação. Rochas carbonáticas (>50%) seguiram os critérios texturais de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). A definição do termo “tufáceo” foi adaptada de Fisher e Schmincke (1984) e o termo

“vulcanoclástico” foi utilizado no sentido proposto por Fisher (1961) abrangendo tanto os sedimentos essencialmente vulcânicos quanto aqueles parcialmente compostos por material vulcânico.

A partir disso, foram descritas detalhadamente e fotografadas nove lâminas petrográficas do testemunho U1507B, confeccionadas a partir de rochas dos intervalos 59,36 m a 676,62 m. Para o desenvolvimento dessa etapa, utilizou-se o Microscópio Petrográfico Zeiss com a câmera acoplada *Axiocam 503 Color*, da Universidade de Brasília. O objetivo da descrição petrográfica foi observar e caracterizar a composição mineralógica e os aspectos texturais presentes nas rochas, além de detalhar o grau de preservação e recristalização dos microfósseis nas diferentes assembleias.

Análises estatísticas dos foraminíferos bentônicos

As análises estatísticas para interpretação paleoambiental foram realizadas a partir dos dados de abundância absoluta e relativa dos foraminíferos bentônicos e foram executadas no *software* Past (versão 5.2.1). Aplicou-se o método multivariado Análise de Agrupamento Hierárquico (HCA), utilizando diferentes índices de similaridade, como Bray-Curtis, Euclidean, Horn e Simpson, para avaliar como eles influenciam nos agrupamentos (Southwood & Henderson, 2000; Legendre & Legendre, 2012). A partir dessas análises, foram identificadas as amostras com maior similaridade para definir os clusters. Em seguida, calculou-se as médias de cada abundância relativa das amostras correspondentes a cada cluster, com o intuito de aumentar a precisão na interpretação paleoambiental.

6.4 Resultados

6.4.1 Identificação e análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos

Durante a triagem e separação dos microfósseis presentes no intervalo 24R a 34R do testemunho U1507B, foram identificados prevalentemente foraminíferos bentônicos e planctônicos, além de poucos ostracodes e fragmentos de corais. As frações granulométricas de 250 µm e 150 µm concentraram a maior parte dos foraminíferos bentônicos. As camadas turbidíticas mostraram abundância significativa de foraminíferos bentônicos, enquanto as camadas pelágicas apresentaram maior presença de foraminíferos planctônicos (Anexo 7.2).

A análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos nas amostras apresentou variações significativas entre as fácies pelágicas e neríticas (Figura 7). Nas amostras das fácies neríticas,

observou-se em geral, espécimes com moderada a baixa preservação (Figura 6), altas evidências de retrabalhamento, muitas marcas de abrasão e presença de sedimento incrustado, maior tamanho, maior abundância e maior diversidade. Amostras como MP-3909 e MP-3911 apresentaram alta abundância e diversidade, além de altas evidências de retrabalhamento e marcas de abrasão. Outras como MP-3921, MP-3923 e MP-3933 mantiveram preservação e diversidade moderada, mas também mostraram evidências de retrabalhamento e marcas de abrasão. Já amostras como MP-3928, MP-3940 e MP-3941 apresentaram preservação de moderada a ruim, com baixa abundância e diversidade, além de altas evidências de retrabalhamento e marcas de abrasão. As amostras neríticas como MP-3916, MP-3930 e MP-3935 são marcadas por baixa abundância e baixa diversidade, mas o retrabalhamento e presença de sedimento incrustado foram recorrentes. Por outro lado, nas fácies pelágicas, predominou uma fauna com baixa abundância e diversidade, com exceção pontual das amostras MP-3915 e MP-3926, que apresentaram moderada abundância e diversidade. De modo geral, as amostras pelágicas exibiram menor tamanho, baixa abundância e diversidade, boa preservação (MP-3910, MP-3914 e MP-3943) e baixas evidências de retrabalhamento e marcas de abrasão. Em algumas amostras, como MP-3926 e MP-3927, observou-se maior grau de retrabalhamento e marcas de abrasão, associado à presença de sedimento incrustado.

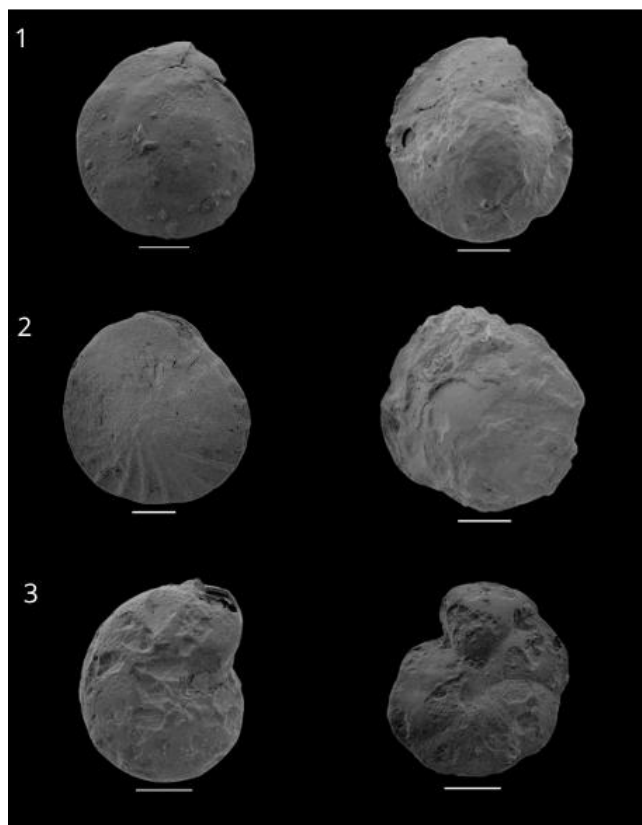


Figura 6: Representação do estado de preservação dos foraminíferos bentônicos mais abundantes, no geral, com moderada preservação, com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão. 1) *Oridorsalis* sp.; 2) *A. gibbosa*; 3) *H. depressula*.



Figura 7: Gráfico de colunas agrupadas representando a análise qualitativa das assembleias de foraminíferos bentônicos nas amostras do testemunho U1507B. Os parâmetros avaliados incluem abundância geral, diversidade, preservação e grau de retrabalhamento dos espécimes, baseados em contagem sistemática de espécimes e observação detalhada das carapaças. Os dados qualitativos foram convertidos em uma escala numérica de 1 a 5, de modo que, abundância e diversidade variam de 1 (muito baixa, 0-50 espécimes ou 0-4 táxons) a 5 (muito alta, 201-250 espécimes ou 17-21 táxons); preservação varia de 1 (muito baixa) a 5 (muito alta); e retrabalhamento de 1 (nenhum) a 5 (maioria). O eixo horizontal representa as amostras organizadas por fácies, e o eixo vertical indica a escala numérica (1 a 5) de cada parâmetro. **A)** Fácies neríticas: destaca-se por maior abundância e maior diversidade, preservação moderada a baixa, elevado retrabalhamento. **B)** Fácies pelágicas: apresenta baixa abundância e baixa diversidade, alta preservação e baixo retrabalhamento. Os valores médios foram estimados a partir da abundância absoluta das 38 amostras (21 neríticas e 17 pelágicas) apresentadas na Tabela 1.

6.4.2 Classificação taxonômica

A assembleia dos foraminíferos bentônicos do furo U1507B totalizou 1701 espécimes, distribuídos em 21 táxons (Tabelas 1 e 2, Figura 9). Os dados quantitativos refletem a dominância de *Oridorsalis* sp. (cerca de 36%), *Amphistegina gibbosa* (cerca de 32%) e *Haynesina depressula* (cerca de 9%), destacando sua relevância na caracterização da assembleia. Visto que, em conjunto, representam aproximadamente 77% da assembleia total. Esses dados são detalhados nas Tabelas 1 e 2, que apresentam a distribuição bioestratigráfica com abundância absoluta e relativa por táxon, refletindo as variações ao longo dos intervalos amostrados no furo U1507B (Figura 8). Além disso, a Tabela 1 apresenta informações complementares, como profundidade, litotipo e ambiente, que auxiliam na interpretação paleoambiental.

Tabela 1: Distribuição de abundância absoluta dos foraminíferos bentônicos recuperados no furo U1507B.

					ABUNDÂNCIA ABSOLUTA																					
Amostras	Intervalo	Litotipo	Ambiente	Profundidade (m)	Total de espécimes por amostra	<i>Oridorsalis</i> sp.	<i>Amphistegina gibbosa</i>	<i>Haynesina depressula</i>	<i>Lobatula</i> sp.	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globoreticulina</i> sp.	<i>Nodosarella</i> sp.	<i>Chrysalogonium laeve</i>	<i>Elphidium crispum</i>	<i>Elphidium</i> sp.	<i>Siphonodosaria pomuligera</i>	<i>Cyclamina</i> sp.	<i>Neoeponides</i> sp.	<i>Anomalinoidea globulosus</i>	<i>Fissurina</i> sp.	<i>Nummulites</i> sp.	<i>Textularia candeiana</i>	<i>Cassidulina</i> sp.	<i>Rectuvigerina striata</i>	<i>Bolivina</i> sp.	<i>Caudammina</i> sp.
MP3909	24R_4W - 90/96	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	591,60	212	83	29	22	25	10	17	7	5		3	3	4	2		1		1				
MP3910	24R_4W-100/102	Calcário argiloso	pelágico	591,68	11	4		5														1		1		
MP3911	24R_6W-135/140	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	592,36	222	35	123	5	37	5	11		2		1	1			2							
MP3912	24R_6W-140/142	Calcário argiloso	pelágico	594,40	25	6	6	9	3				1													
MP3913	25R_1W - 9/14	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	596,21	176	55	91	11		3		10			1			1			4					
MP3914	25R_1W - 16/18	Calcário argiloso	pelágico	596,27	12	4	1	6				1														
MP3915	25R_5W - 32/37	Calcário argiloso	pelágico	602,02	140	55	63	3		8		4	1		3			1		1						1
MP3916	25R_5W - 40/42	Turbidito vulcanoclástico intercalado com Calcário argiloso	nerítico	602,09	35	10	9	4		6		2			2			2								
MP3917	25R_6W - 27/32	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	603,16	16	1	2	3	1	2		3			2	2										
MP3918	25R_6W - 33/35	Calcário argiloso	pelágico	603,21	4	1	1	1							1											
MP3919	26R_1W - 5/10	Calcário argiloso	pelágico	605,77	4				1	1					2											
MP3920	26R_1W - 15/17	Calcário argiloso	pelágico	605,86	6	4	1	1																		
MP3921	27R_1W - 2/7	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	615,34	140	76	25	11	7	12		1	2		1			1						1	3	
MP3922	27R_1W - 17/19	Calcário argiloso	pelágico	615,48	4	1		3																		
MP3923	28R_1W - 2/7	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	624,94	103	26	18	13	8	16	5	1	5			4	4	2						1		

[illegible]

MP3946	34R_5W-117/121	Turbidito vulcanoclástico	nerítico	682,00	2	1											1									
Abundância absoluta de cada táxon no furo U1507B					1701	611	553	152	92	79	50	40	23	19	16	12	12	9	7	6	6	6	4	4	3	2

Tabela 2: Distribuição de abundância relativa (%) dos foraminíferos bentônicos recuperados no furo U1507B.

ABUNDÂNCIA RELATIVA (%)																						
Amostras	Percentual de abundância relativa por amostra (%)	<i>Oridorsalis</i> sp.	<i>Amphistegina gibbosa</i>	<i>Haynesina depressula</i>	<i>Lobatula</i> sp.	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globoreticulina</i> sp.	<i>Nodosarella</i> sp.	<i>Chrysalogonium laeve</i>	<i>Elphidium crispum</i>	<i>Elphidium</i> sp.	<i>Siphonodosaria pomuligera</i>	<i>Cyclammina</i> sp.	<i>Neoeponides</i> sp.	<i>Anomalinooides globulosus</i>	<i>Fissurina</i> sp.	<i>Nummulites</i> sp.	<i>Textularia candeiana</i>	<i>Cassidulina</i> sp.	<i>Rectuvigerina striata</i>	<i>Bolivina</i> sp.	<i>Caudammina</i> sp.
MP3909	12,5	39,1	13,7	10,4	11,8	4,7	8,0	3,3	2,3		1,4	1,4	1,9	0,9		0,5		0,5			0,5	
MP3910	0,6	36,4		45,45														9,1		9,1		
MP3911	13,1	16,0	55,4	2,3	16,7	2,3	5,0		0,9		0,4	0,45			0,9							
MP3912	1,5	24,0	24,0	36,0	12,0				4,0												4,0	
MP3913	10,4	31,2	51,7	6,25		1,7		5,7			0,6			0,6			2,3					
MP3914	0,7	33,3	8,3	50,0				8,3														
MP3915	8,2	39,3	45,0	2,14		6,0		3,0	0,71		2,1			0,7		0,7						0,7
MP3916	2,1	29,6	26,0	11,4		17,14		5,70			5,7			5,7								
MP3917	0,9		12,5	18,8	6,25	12,5		18,8			12,5	12,5										
MP3918	0,2	25,0	25,0	25,0							25,0											
MP3919	0,2				25,0	25,0					50,0											
MP3920	0,3	66,7	16,7	16,7																		
MP3921	8,2	55,0	17,6	7,6	5,0	8,6		0,71	1,4					0,7						0,7	0,7	
MP3922	0,2	25,0		75,0																		
MP3923	6,1	25,2	17,5	12,6	7,8	15,53	4,9	1,0	4,9			4,0	4,0	2,0						1,0		
MP3924	0,5	33,3	66,7																			

MP3925	0,4			14,3		28,6			43,0												14,3	
MP3926	7,5	36,7	51,6	3,1			7,0						0,8			0,8						
MP3927	0,3	100,0																				
MP3928	3,4	67,2	12,0	3,45	5,2	7,0	1,7	1,7					1,7									
MP3929	4,1	43,5	35,0	11,6	1,45	4,35	1,45	1,45			1,4											
MP3930	4,5	40,8	42,1	11,8						5,3												
MP3931	1,1	37,0	15,8	21,05		5,3		5,3	10,5				5,3									
MP3932	0,5		25,0		12,50	12,50		12,5	12,5						12,50		12,5					
MP3933	5,8	37,8	29,6	8,2		2,04		2,04		15,3						1,0			3,1			1,0
MP3934	0,5	66,7	11,1		11,1	11,1																
MP3935	2,6	29,5	25,0	22,7	4,54		13,6						2,3						2,3			
MP3936	0,2	75,0						25,0														
MP3937	0,5	44,4		33,3		11,1		11,1														
MP3938	0,9	66,7	6,7	13,3		6,7		6,7														
MP3939	0																					
MP3940	0,9	33,3	13,3	13,3	13,3	6,7		6,7	6,7						6,7							
MP3941	0,06	100,0																				
MP3942	0,7	25,0						16,7	16,7						16,7			16,7				
MP3943	0,3	50,0		16,7								33,3										
MP3944	0,06	100,0																				
MP3945	0,1	50,0		50,0																		
MP3946	0,1	50,0				50,0																
Percentual de abundância relativa de cada táxon no furo U1507B		36,0	32,5	9,0	5,4	4,6	3,0	2,3	1,3	1,1	1,0	0,4	0,7	0,7	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1

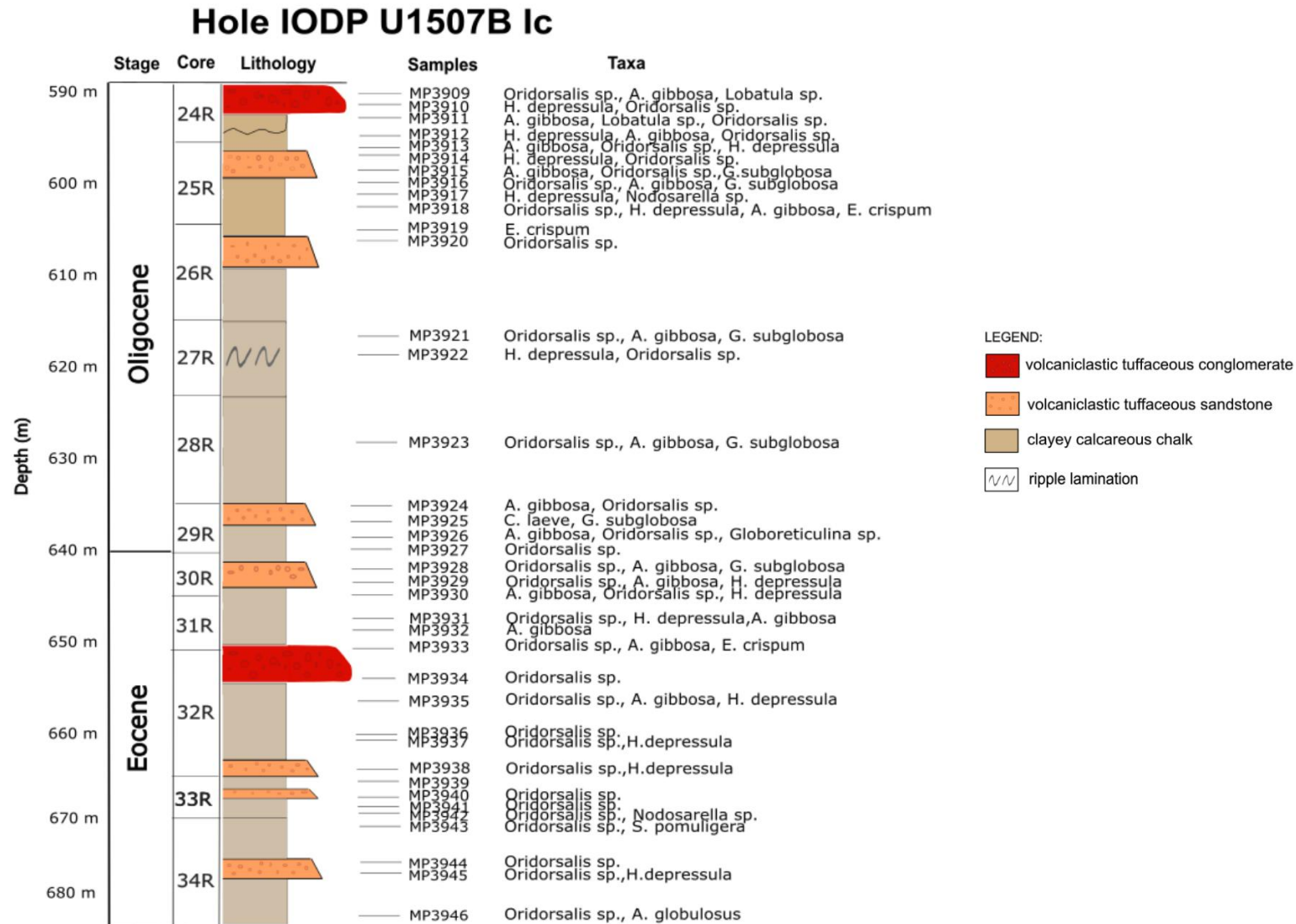


Figura 8: Coluna litoestratigráfica do furo IODP U1507B Ic (590-682 m) mostrando a distribuição dos foraminíferos bentônicos mais abundantes em cada amostra. As unidades litológicas são representadas pelas cores: vermelho para conglomerado tufaceo vulcanoclástico, laranja para arenito tufaceo vulcanoclástico, e bege para calcário argiloso. Os

táxons de foraminíferos bentônicos mais abundantes por amostra (MP3909 a MP3946) são listadas à direita. As profundidades em metros (m) e os estágios geológicos (Oligoceno e Eoceno) são indicados à esquerda.

A seguir, é apresentada a classificação sistemática detalhada das espécies identificadas nas fotomicrografias (Figura 9) e nas Tabelas 1 e 2, com base em Loeblich & Tappan (1988). Os 21 táxons identificados no furo U1507B estão organizados em ordem decrescente de abundância e incluem: *Oridorsalis* sp., *Amphistegina gibbosa*, *Haynesina depressula*, *Lobatula* sp., *Globocassidulina subglobosa*, *Globoreticulina* sp., *Nodosarella* sp., *Chrysalogonium laeve*, *Elphidium crispum*, *Elphidium* sp., *Siphonodosaria pomuligera*, *Cyclammina* sp., *Neoeponides* sp., *Anomalinoides globulosus*, *Fissurina* sp., *Nummulites* sp., *Textularia candeiana*, *Cassidulina* sp., *Rectuvigerina striata*, *Bolivina* sp., *Caudammina* sp.

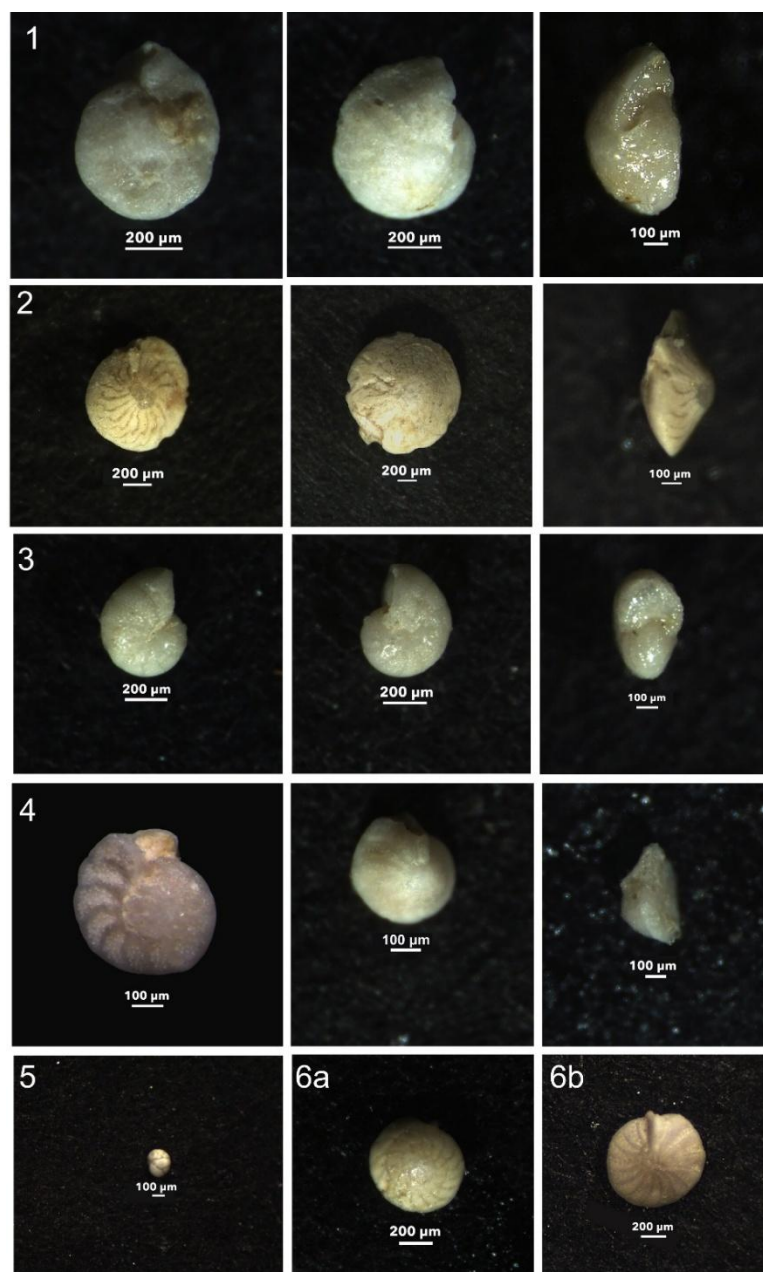




Figura 9: Fotomicrografias dos foraminíferos bentônicos do testemunho U1507B. A sistemática foi organizada de acordo com a abundância decrescente de espécimes totalizados em todas as amostras. 1) *Oridorsalis* sp.; 2) *Amphistegina gibbosa*; 3) *Haynesina depressula*; 4a-b) *Lobatula* sp.; 5a-b) *Globocassidulina subglobosa*; 6a-b) *Globoreticulina* sp.; 7a-b) *Nodosarella* sp.; 8) *Chrysalogonium laeve*; 9a-b) *Elphidium crispum*; 10a-b) *Elphidium* sp.; 11) *Siphonodosaria pomuligera*; 12a-b) *Cyclammina* sp.; 13) *Neoepionides* sp.; 14a-b) *Anomalinoidea globulosus*; 15) *Fissurina* sp.; 16a-b) *Nummulites* sp.; 17) *Textularia candeiana*; 18) *Cassidulina* sp.; 19) *Rectuvigerina striata*; 20a-b) *Bolivina* sp.; 21) *Caudammina* sp.

CLASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família ALABAMINIDAE Hofker, 1951

Gênero *Oridorsalis* Andersen, 1961

Espécie *Oridorsalis* sp.

(Figura 9.1)

Descrição: Testa calcária hialina, superfície lisa, forma lenticular, lado espiral evoluto a trocoespiral baixa, geralmente planoconvexas a biconvexas, lado umbilical involuto, dependendo do espécime o contorno periférico pode ser regular arredondado ou lobulado, com câmaras amplas, em alguns espécimes presença de suturas finas e ligeiramente curvadas radialmente, textura lisa a ligeiramente rugosa, abertura é interiomarginal.

Sinonímia: Algumas espécies sinonimizadas como *Cibicides* (autores e anos variam conforme a espécie).

Ocorrência estratigráfica: Paleoceno até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos, desde a zona nerítica até profundidades batiais.

Observações: A morfologia compatível com descrições de *Oridorsalis* em Andersen (1961) e Loeblich & Tappan (1988). É o táxon mais abundante nas amostras analisadas com 609 espécimes, representando uma parte bastante significativa da assembleia bentônica. Espécimes do furo U1507B apresentam boa preservação, algumas carapaças com indícios de retrabalhamento, marcas de abrasão e sedimento incrustado.

Supergrupo RHIZARIA Cavalier-Smith, 2002

Filo FORAMINIFERA d'Orbigny, 1826

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família AMPHISTEGINIDAE Cushman, 1927

Gênero *Amphistegina* d'Orbigny, 1826

Espécie: *Amphistegina gibbosa* (d'Orbigny, 1839)

(Figura 9.2)

Descrição: Testa calcária hialina, forma lenticular a subesférica, com uma aparência arredondada, lado espiral lisa ou com suturas curvas sutis, lado umbilical com espiras sutilmente elevadas, câmaras dispostas em espiral planoespiral, periferia truncada, textura rugosa, abertura interiomarginal.

Sinonímia: *Bannerella gibbosa* (d'Orbigny, 1839)

Ocorrência estratigráfica: Oligoceno até o Recente.

Distribuição geográfica: Tropical e subtropical, com ampla distribuição em mares rasos, principalmente em substratos de recifes e plataformas carbonáticas rasas (zonas neríticas internas).

Observações: Os espécimes apresentam morfologia típica da espécie descrita por d'Orbigny (1839) e Loeblich & Tappan (1988). *Amphistegina gibbosa* é o segundo táxon mais abundante nas amostras do testemunho U1507B com 553 espécimes, com moderada preservação e alguns espécimes fragmentados, vários espécimes com indícios de retrabalhamento, marcas de abrasão e sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família HAYNESINIDAE Mikhalevich, 2013

Gênero *Haynesina* Banner & Culver, 1978

Espécie *Haynesina depressula* (Walker & Jacob, 1798)

(Figura 9.3)

Descrição: Testa calcária hialina, planoespiral e comprimida, com câmaras em espiral involuta, ou levemente enrolada, lado espiral com suturas curvas seguindo a disposição planospiral, periferia lisa ou suavemente arredondada, as câmaras são arredondadas e aumentam gradualmente de tamanho, textura lisa a levemente rugosa, abertura é interiomarginal.

Sinonímia: *Nautilus depressulus* (Walker & Jacob, 1798), *Nonion depressulus* (Walker & Jacob, 1798), *Criboelphidium depressum* (Walker & Jacob, 1784, não aceito).

Ocorrência estratigráfica: Mioceno até o Recente.

Distribuição geográfica: ambientes marinhos rasos.

Observações: A espécie apresenta correspondência morfológica com os descritos em Walker & Jacob (1798) e Loeblich & Tappan (1988). *Haynesina depressula* é a terceira espécie mais abundantes no furo U1507B com 152 espécimes, apresentam moderada preservação e alguns espécimes fragmentados, com indícios de retrabalhamento, marcas de abrasão e sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família CIBICIDIDAE Cushman, 1927

Gênero *Lobatula* Fleming, 1828

Espécie *Lobatula* sp.

(Figura 9.4)

Descrição: Testa calcária hialina, trocoespiral e biconvexa, com uma forma arredondada, lado espiral com suturas curvas seguindo a disposição trocoespiral, lado umbilical com umbo central, periferia da testa exibe um contorno lobulado, textura lisa, abertura interiomarginal.

Sinonímia: Algumas espécies sinonimizadas com *Cibicides* (Walker & Jacob, 1798) e *Planorbulina* (Walker & Jacob, 1798).

Ocorrência estratigráfica: Paleógeno até o Recente.

Distribuição geográfica: ambientes marinhos rasos a moderadamente profundos (neríticos a batiais superiores).

Observações: Apresentam boa correspondência morfológica com os descritos em Fleming (1828) e Loeblich & Tappan (1988). *Lobatula* é a quarta espécie mais abundante no furo U1507B com 92 espécimes, eles apresentam boa preservação e alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyska, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família CASSIDULINIDAE d'Orbigny, 1839

Gênero *Globocassidulina* Voloshinova, 1960

Espécie *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)

(Figura 9.5)

Descrição: Testa calcária hialina, trocoespiral e subesférica a ligeiramente ovoide, forma globular, lado espiral apresenta suturas curvas, periferia da testa é suavemente arredondada, textura lisa, abertura interiomarginal.

Sinonímia: *Cassidulina subglobosa* (Brady, 1881).

Ocorrência estratigráfica: Neógeno até o Recente.

Distribuição geográfica: Comum em águas marinhas profundas (batiais a abissais), frequentemente associada a sedimentos de fundo oceânico.

Observações: Apresentam boa correspondência morfológica com os descritos em Brady (1881) e Loeblich & Tappan (1988). *Globocassidulina subglobosa* é a quinta espécie mais abundante no furo U1507B com 81 espécimes, eles apresentam boa preservação e poucos espécimes com sedimento incrustado.

Classe TUBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszk, 2013

Ordem MILIOLIDA Delage & Hérourard, 1896

Família *Globoreticulinae* Serra-Kiel & Vicedo, 2016

Gênero *Globoreticulina* Rahaghi, 1978

Espécie *Globoreticulina* sp.

(Figura 9.6a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, planispiral e lenticular, com uma forma arredondada e ligeiramente achatada, lado espiral com suturas curvas que indicam crescimento espiral involuto, o lado umbilical apresenta umbo sutil, a periferia da testa lisa a suavemente arredondada, a abertura é interiomarginal.

Sinonímia: Pode ser confundida com *Reticulogyra* (Cushman, 1917).

Ocorrência estratigráfica: Paleógeno até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes neríticos a batiais rasos, associados a plataformas carbonáticas.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Rahaghi (1978) e Loeblich & Tappan (1988). *Globoreticulina* é o sexto táxon mais abundante no furo U1507B com 50 espécimes, eles apresentam boa a moderada preservação, com alguns espécimes fragmentados, alguns apresentam marcas de abrasão e sedimento incrustado.

Classe NODOSARIATA, Mikhalevich, 1992 emend. Rigaud et al., 2015

Ordem POLYMORPHINIDA, Mikhalevich, 1980

Família ELLIPSOIDINIDAE Silvestri, 1923

Gênero *Nodosarella* Rzehak, 1895

Espécie *Nodosarella* sp.

(Figura 9.7a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, caracterizada por testas geralmente alongada e uniserial, compostas por câmaras dispostas em série ou em espiral ligeiramente irregular, frequentemente com ornamentação nodular ou costulada, textura lisa, abertura terminal.

Sinonímia: *Nodosaria* (Cushman, 1928).

Ocorrência estratigráfica: Jurássico até o Neógeno.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Rzehak (1895) e Loeblich & Tappan (1988). Os espécimes apresentam boa a moderada preservação, com alguns espécimes fragmentados, alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe NODOSARIATA Mikhalevich, 1992 emend. Rigaud et al., 2015

Ordem NODOSARIIDA Calkins, 1926

Família CHRYSALOGONIIDAE Mikhalevich, 1993

Gênero *Chrysalogonium* Schubert, 1908

Espécie *Chrysalogonium laeve* (Cushman & Bermúdez, 1936)

(Figura 9.8)

Descrição: Testa calcária hialina, testa alongada, cilíndrica, composta por câmaras dispostas em série retilínea, a carapaça é ligeiramente curvada, textura lisa, abertura terminal.

Sinonímia: *Lagena laevis* (Montagu, 1803).

Ocorrência estratigráfica: Registrado principalmente no Cenozoico.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Cushman & Bermúdez (1936) e Loeblich & Tappan (1988). Os espécimes apresentam boa preservação, com alguns espécimes fragmentados, alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família ELPHIDIIDAE Galloway, 1933

Gênero *Elphidium* Montfort, 1808

Espécie *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)

(Figura 9.9a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, testa planoconvexa a biconvexa, geralmente discoidal, composta por múltiplas câmaras dispostas em espiral involuta, frequentemente com ornamentação costulada ou ondulada, causando uma aparência enrugada ou sulcada, textura rugosa, a abertura é uma fenda arqueada na face umbilical.

Sinonímia: *Polystomella crista* (Linnaeus, 1758).

Ocorrência estratigráfica: Neógeno até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos internos.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Linnaeus (1758) e Loeblich & Tappan (1988). Os espécimes apresentam boa preservação, com alguns espécimes fragmentados, alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família ELPHIDIIDAE Galloway, 1933

Gênero *Elphidium* Montfort, 1808

Espécie *Elphidium* sp.

(Figura 9.10a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, testa geralmente discoidal, planoconvexa a biconvexa, composta por múltiplas câmaras dispostas em espiral involuta, com ornamentação costulada ou ondulada, textura rugosa, a abertura é uma fenda arqueada na face umbilical.

Sinonímia: *Polystomella* (Lamarck, 1822)

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos internos.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Montfort (1808) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação e alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe NODOSARIATA Mikhalevich, 1992 emend. Rigaud et al., 2015

Ordem NODOSARIIDA Calkins, 1926

Família STILOSTOMELLIDAE Finlay, 1947

Gênero *Siphonodosaria* Silvestri, 1924

Espécie *Siphonodosaria pomuligera* (Stache, 1864)

(Figura 9.11)

Descrição: Testa calcária hialina, alongada, composta por câmaras dispostas em série retilínea, frequentemente ornamentada com nódulos, textura lisa, abertura terminal com um pescoço longo e um tubo sifonal característico.

Sinonímia: *Nodosaria pomuligera* (Stache, 1864).

Ocorrência estratigráfica: Cenozoico, do Paleógeno ao Plioceno.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas, tipicamente em taludes batiais e abissais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Stache (1864) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação e alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem LOFTUSIIDA Kaminski & Mikhalevich in Kaminski, 2004

Família CYCLAMMINIDAE Marie, 1941

Gênero *Cyclammina* Brady, 1879

Espécie *Cyclammina* sp.

(Figura 9.12a,b)

Descrição: Testa aglutinada, geralmente globosa ou discoidal, composta por câmaras dispostas em espiral involuta ou em múltiplos planos, textura lisa, abertura areolar, localizada na face espiral ou umbilical.

Sinonímia: *Haplophragmoides* ou *Trochammina* em classificações mais antigas (Cushman (1927). A sinonímia depende da espécie específica, mas *Cyclammina cancellata* é frequentemente citada como referência para espécies do gênero (Brady, 1879).

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos a batiais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Brady (1879) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação e alguns apresentam sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família DISCORBIDAE Ehrenberg, 1838

Gênero *Neoeponides* Reiss, 1960

Espécie *Neoeponides* sp.

(Figura 9.13)

Descrição: Testa calcária hialina, geralmente discoidal, biconvexa ou planoconvexa, composta por câmaras dispostas em espiral trocospiral involuta, textura lisa, abertura interiormarginal.

Sinonímia: *Eponides* (Montfort, 1808).

Ocorrência estratigráfica: Cenozoico até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Reiss (1960) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, com alguns espécimes fragmentados.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família ANOMALINIDAE Cushman, 1927

Gênero *Anomalinoides* Brotzen, 1942

Espécie *Anomalinoides globulosus* (Chapman & Parr, 1937)

(Figura 9.14 a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, discoidal, composta por câmaras dispostas em espiral trocospiral involuta, as câmaras são arredondadas e aumentam gradualmente de tamanho, textura lisa, abertura interiomarginal.

Sinonímia: *Anomalina globulosa* (Chapman & Parr, 1937).

Ocorrência estratigráfica: Cenozoico, do Paleógeno até o Plioceno.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas neríticas a batiais superiores.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Chapman & Parr (1937) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, com alguns espécimes fragmentados.

Classe NODOSARIATA Mikhalevich, 1992 emend. Rigaud et al., 2015

Ordem POLYMORPHINIDA Mikhalevich, 1980

Família ELLIPSOLAGENIDAE A. Silvestri, 1923

Gênero *Fissurina* Reuss, 1850

Espécie *Fissurina* sp.

(Figura 9.15)

Descrição: Testa calcária hialina, geralmente ovoide a elipsoidal, textura lisa, a abertura é uma fissura na face lateral ou terminal.

Sinonímia: *Lagena* (Walker & Jacob, 1798)

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos a batiais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos em Reuss (1850) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família NUMMULITIDAE Blainville, 1827

Gênero *Nummulites* Lamarck, 1801

Espécie *Nummulites* sp.

(Figura 9.16 a,b)

Descrição: Testa calcária hialina, testa grande, geralmente discoidal ou lenticular, composta por câmaras dispostas em espiral trocospiral involuta, com septos radiais que formam uma

estrutura alveolar, parede lisa a levemente rugosa, a abertura é uma fenda múltipla ou areolar na face espiral.

Sinonímia: *Camerina* (Lamarck, 1801).

Ocorrência estratigráfica: Cenozoico, Paleoceno até o Mioceno.

Distribuição geográfica: Zonas neríticas rasas.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos Lamarck (1801) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, alguns estão fragmentados.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem TEXTULARIIDA Srinivasania Kaushik & Ghosh, 2021

Família TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838

Gênero *Textularia* Defrance, 1824

Espécie *Textularia candeiana* (d'Orbigny, 1839)

(Figura 9.17)

Descrição: Testa aglutinada, elipsoidal a retangular, composta por câmaras dispostas em série ligeiramente bisserial, textura lisa, a abertura é uma fenda arqueada no final da câmara final.

Sinonímia: *Textularia candeiana* (d'Orbigny, 1839).

Ocorrência estratigráfica: Cenozoico, Paleógeno até o Plioceno.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos neríticos a batiais superiores.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos d'Orbigny (1839) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, alguns com sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família CASSIDULINIDAE d'Orbigny, 1839

Gênero *Cassidulina* d'Orbigny, 1826

Espécie *Cassidulina* sp.

(Figura 9.18)

Descrição: Testa calcária hialina, forma lenticular a subesférica, com uma aparência arredondada, lado espiral com suturas curvas, lado umbilical com espiras sutilmente elevadas, composta por câmaras dispostas em espiral trocospiral involuta, textura rugosa, abertura interiomarginal.

Sinonímia: *Globocassidulina* (Nomura, 1983).

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico tardio até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas, preferindo zonas batiais a abissais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos d'Orbigny (1826) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, alguns com sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem ROTALIIDA Lankester, 1885

Família SIPHOGENERINOIDIDAE Saidova, 1981

Gênero *Rectuvigerina* Mathews, 1945

Espécie *Rectuvigerina striata* (Schwager, 1866)

(Figura 9.19)

Descrição: Testa calcária hialina, forma alongada, geralmente cilíndrica, composta por câmaras dispostas em série uniserial, ornamentada com estrias longitudinais, textura rugosa, abertura terminal, com um pescoço longo e um tubo sifonal.

Sinonímia: *Uvigerina striata* (d'Orbigny, 1826).

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico tardio até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas, preferindo zonas batiais a abissais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos Schwager (1866) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, alguns com sedimento incrustado.

Classe GLOBOTHALAMEA Pawlowski, Holzmann & Tyszka, 2013

Ordem: ROTALIIDA Lankester, 1885

Família: BOLIVINITIDAE Cushman, 1927

Gênero: *Bolivina* d'Orbigny, 1839

Espécie *Bolivina* sp.

(Figura 9.20)

Descrição: Testa calcária hialina, testa geralmente fusiforme ou subtriangular, composta por câmaras dispostas em série bisserial, textura fina, a abertura é uma fenda arqueada no final da câmara final.

Sinonímia: *Brizalina* (Costa, 1856)

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico tardio até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas, preferindo zonas batiais a abissais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos d'Orbigny (1839). No geral, os espécimes apresentam boa preservação, a maioria com sedimento incrustado.

Classe NODOSARIATA Mikhalevich, 1992 emend. Rigaud et al., 2015

Subordem HORMOSININA Haeckel, 1894

Família HORMOSINELLIDAE Rauzer-Chernousova & Reitlinger, 1986

Gênero *Caudammina* Montanaro Gallitelli, 1955

Espécie *Caudammina* sp.

(Figura 9.21)

Descrição: Testa aglutinada, unilocular, forma filiforme, com uma terminação afinada, textura levemente rugosa, abertura terminal com um pescoço longo e um tubo sifonal.

Sinonímia: *Bathysiphon* (Sars, 1872)

Ocorrência estratigráfica: Mesozoico até o Recente.

Distribuição geográfica: Ambientes marinhos de águas profundas, preferindo zonas batiais a abissais.

Observações: O táxon apresenta boa correspondência morfológica com os descritos Montanaro Gallitelli (1955) e Loeblich & Tappan (1988). No geral, os espécimes apresentam boa preservação.

6.4.3 Análise petrográfica

As rochas apresentadas no testemunho U1507B são constituídas essencialmente por turbiditos vulcanoclásticos, intercalados com sedimentos carbonáticos pelágicos (Anexo 7.1). Nove lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da UnB. A análise petrográfica envolveu majoritariamente a descrição de arenitos tufáceos e uma amostra representativa de sedimento pelágico. De acordo com a classificação proposta por Sutherland et al. (2019), os turbiditos vulcanoclásticos foram classificados como arenitos tufáceos, com variação granulométrica de grosso a fino, enquanto o sedimento pelágico foi classificado como calcário argiloso (Anexo 7.4).

Os arenitos tufáceos (Figura 10) apresentam, predominantemente textura clástica, estrutura maciça, variações na granulometria entre areia fina a grossa dependendo da amostra, grau de seleção variando de moderada a boa. No geral, são rochas com arcabouço composto por cristaloclastos, litoclastos e bioclastos, matriz micrítica e cimento carbonático calcítico. O arcabouço dos arenitos tufáceos são majoritariamente formados por cristaloclastos (30–60%), com destaque para plagioclásio (até 40%), piroxênios (até 20%) e alguns casos, ocorrência de hornblendas (15%). Além de litoclastos vulcânicos (15–30%) como andesitos, traquitos e basaltos microcristalinos. Presença de bioclastos (1–20%) representados majoritariamente por foraminíferos planctônicos e bentônicos, poucos equinodermos e poríferos, especialmente em algumas amostras da porção superior da sucessão sedimentar. As rochas são, em geral, grão-suportado, com contatos predominantemente pontuais a côncavo-convexos, indicando certa compactação mecânica. Os espaços intergranulares são preenchidos por cimento carbonático (até 30%) e, em menor proporção, por matriz micrítica ou pseudomatriz gerada por alteração de grãos, especialmente plagioclásios.

Os cristaloclastos apresentam-se fragmentados, sendo comuns maclas polissintéticas e de *Carlsbad* nos plagioclásios. Os piroxênios ocorrem com hábito prismático, frequentemente bem preservados. Em algumas amostras há presença de hornblendas e algumas delas com bordas opacíticas, indicando desidratação magmática. Os litoclastos apresentam textura porfirítica com fenocristais de feldspato, hornblenda e piroxênios em matriz microlítica. A diferenciação dos feldspatos não foi realizada devido a impossibilidade de determinar com precisão a composição dos feldspatos em lâmina delgada, limitando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.

Os bioclastos ocorrem em diferentes proporções e preservação. Em geral, os foraminíferos planctônicos são mais abundantes que os bentônicos e apresentam preservação de moderada a boa, com evidências claras de preenchimento por micrita, cimento espático e fibroso, indicando registros de diagênese. Alguns bioclastos estão retrabalhados, principalmente nas amostras de granulometria mais grossa, em algumas amostras há ocorrência de equinodermos e algas calcárias. Nos arenitos tufáceos, a matriz micrítica preenchendo os bioclastos indica deposição em momentos de baixa energia após fluxos turbidíticos, com transporte de material nerítico para ambientes mais profundos. Enquanto os cimentos calcíticos espático e fibroso sugerem precipitação rápida durante a eodiagênese e mesodiagênese, influenciada por fluidos vulcânicos.

As principais feições diagenéticas incluem cimentação carbonática, recristalização parcial, formação de pseudomatriz e compactação mecânica (evidenciada por contatos

côncavo-convexos), nos estágios de eodiagênese e mesodiagênese. Observa-se cimentação carbonática intensa, em alguns níveis com preenchimento dos espaços intergranulares e formação de pseudomatriz, principalmente pela alteração de plagioclásios. Isso reflete ambientes saturados em carbonato sob influência da atividade vulcânica da região. A presença de pseudomatriz e recristalização reforça a interação entre material vulcanoclástico e fluidos diagenéticos, sugerindo um soterramento moderado e condições químicas favoráveis à precipitação de carbonato.

A combinação de boa seleção granulométrica, estrutura laminada, presença de componentes vulcanogênicos retrabalhados, e bioclastos marinhos indica um ambiente marinho nerítico a pelágico, de baixa a moderada energia, com influência direta de fontes vulcânicas. As feições observadas sugerem deposição em ambientes sob influência de correntes de fundo e fluxos de turbidez vulcanoclástica, com contribuições episódicas de material piroclástico retrabalhado.

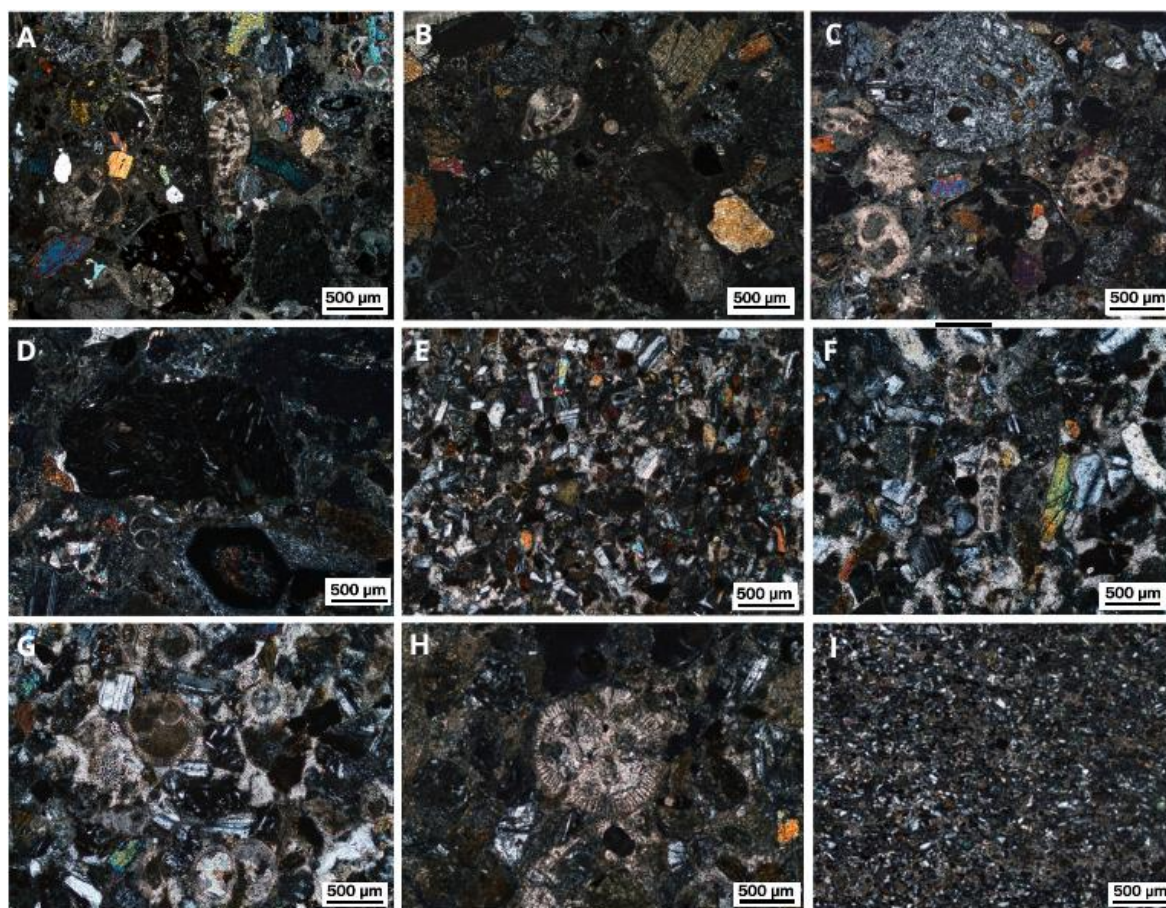


Figura 10: Arenito tufaceo variando de grosso a fino do furo IODP U1507B. Fotomicrografias das lâminas delgadas: A, B, C, D, E: 24R_6W-135/140 (MP-3911). F, G: 27R_1W - 2/7 (MP-3921); H: 30R_1W - 80/85 (MP-3928); I: 31R_1W - 70/76 (MP-3930). Escala 500 µm. **A:** foraminíferos bentônicos e cristaloclastos de plagioclásio e piroxênios em arenito tufaceo grosso. **B:** foraminífero bentônico e equinodermo arenito tufaceo grosso. **C:** Litoclastos e foraminífero planctônico em arenito tufaceo grosso. **D:** litoclasto (basalto microcristalino) e horblenda com borda opacítica em arenito tufaceo grosso. **E:** cristaloclastos e litoclastos arenito tufaceo fino. **F:** foraminíferos bentônicos, cristaloclastos e litoclastos arenito tufaceo fino. **G, H:** foraminíferos planctônicos

preenchidos por micrita, cimento espático e fibroso, respectivamente, em arenito tufáceo fino. I: arenito tufáceo fino. A, B, C, D, E, I: Aumento de 2,5x. F, G, H: Aumento de 10x. Nicol cruzado em todas as imagens.

O calcário argiloso (Figura 11) é composto por sedimento pelágico de textura clástica, maciça e apresenta uma textura matriz-suportada, composta por micrita (70%) e extraclastos dispersos na matriz (30%). A granulometria da rocha é muito fina e é constituída por extraclastos de plagioclásios, piroxênios e litoclastos submilimétricos. Além disso, há presença de bioclastos como raros foraminíferos bentônicos submilimétricos, de preservação moderada a ruim, um pouco recristalizados. Presença moderada de foraminíferos planctônicos, preservação moderada e um pouco recristalizados. Ocorrência de estruturas de bioturbação de coloração mais escura. Nos calcários argilosos, a recristalização parcial de bioclastos e a dominância de matriz micrítica sugerem interação com fluidos diagenéticos em ambientes de baixa energia durante o soterramento. Por fim, o ambiente deposicional é característico de um ambiente pelágico, onde a sedimentação ocorre predominantemente em águas profundas e tranquilas. A mistura de grãos vulcanoclásticos com bioclastos sugere uma origem próxima de fontes vulcânicas e produção biogênica em ambiente marinho profundo.

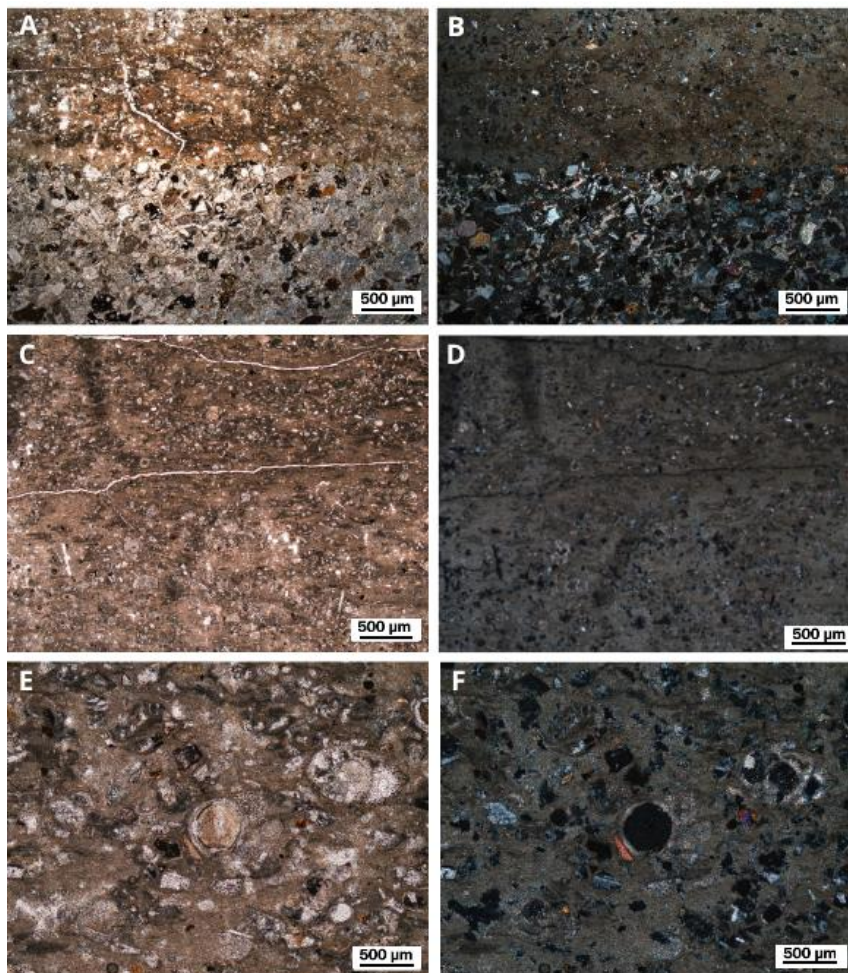


Figura 11: Calcário argiloso do furo IODP U1507B. Fotomicrografias da lâmina delgada 29R_1W - 94/96 (MP-3925). **A, B:** Contato entre calcário argiloso e arenito tufáceo fino. Aumento de 2,5x. Escala 500 μm . **C, D:** calcário argiloso com bioturbação apresentada em coloração mais escura. **E, F:** Presença de foraminíferos planctônicos, extraclastos de plagioclásio e piroxênio em sedimento pelágico. Aumento de 10x. Nicol paralelo à esquerda, nicol cruzado à direita.

6.4.4 Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio

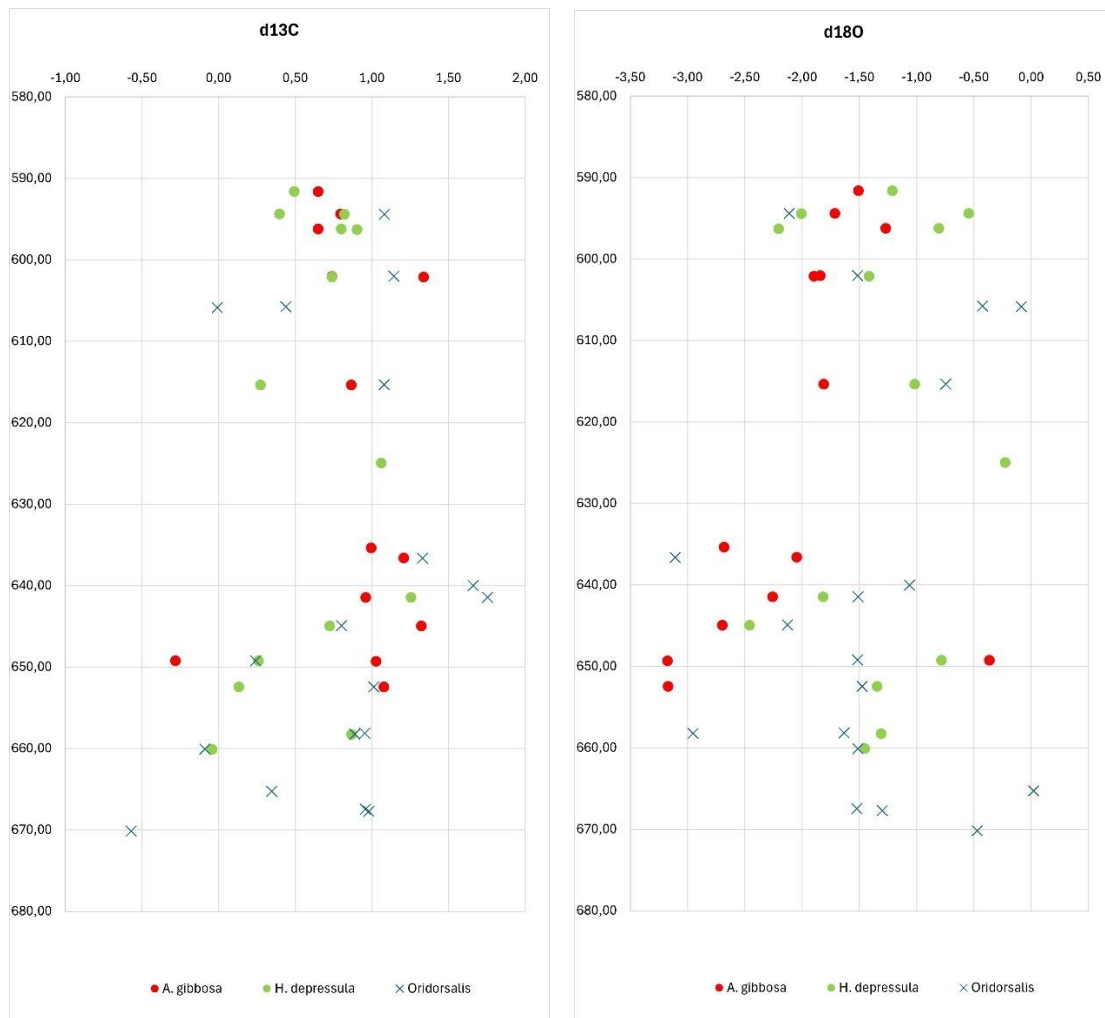


Figura 12: Dados de isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ realizados em foraminíferos bentônicos do furo IODP U1507B.

Os valores de isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ realizados em foraminíferos bentônicos (Figura 12), não possuem uma tendência estratigráfica clara, nem distinção de sinal entre os diferentes táxons analisados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre $-0,5\text{‰}$ e $+1,5\text{‰}$, enquanto os de $\delta^{18}\text{O}$ apresentaram um intervalo com valores entre $-3,5\text{‰}$ e $-0,5\text{‰}$. Esses valores diferem bastante dos valores esperados para foraminíferos bentônicos do Eoceno-Oligoceno (Zachos et al., 2001; Pearson et al., 2001). Isso sugere uma forte influência da diagênese que pode ser

evidenciada pelo estado de preservação, geralmente moderado. Assim como, por preenchimento de matriz nos bioclastos, corroborados nas lâminas petrográficas e indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão nos foraminíferos bentônicos (Figura 6).

É provável que o contexto geológico da região, caracterizado por tectônica ativa e movimentação de fluidos subterrâneos associados à atividade vulcânica de *Norfolk Ridge* e do arco vulcânico *Tonga-Kermadec*, tenha alterado significativamente a composição isotópica dos carbonatos durante a diagênese. Em vista desses fatores, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos são interpretados como inadequados para reconstruções paleoambientais confiáveis.

6.4.5 Análises estatísticas

Para as análises estatísticas por meio do método análise de agrupamento hierárquico (HCA), foram selecionadas apenas as amostras com pelo menos 30 espécimes. Com esse critério, foram incluídas 10 amostras de fácies turbidíticas. As amostras de fácies pelágicas, entretanto, não apresentaram número suficiente de espécimes para gerar resultados estatisticamente consistentes. Aplicaram-se os diferentes índices de similaridade Bray-Curtis e Euclidean para avaliar como eles influenciam nos agrupamentos. Os dendrogramas dos índices de similaridade apresentam algumas similaridades entre as amostras, de modo que, foi possível observar a formação de três clusters principais em todos os casos.

O índice Bray-Curtis (Figura 13-A) que calcula a similaridade com base na abundância relativa dos táxons, apresenta quatro grupos principais. O grupo 1 (MP-3909) apresenta-se isolado dos demais e destaca-se por uma maior diversidade de táxons e abundância relativa muito diferente se comparado às amostras MP-3911 e MP-3913. O grupo 2 (MP-3911 e MP-3913) com similaridade ligeiramente alta. O grupo 3 (MP-3916 a MP-3923) com similaridade moderada. Por fim, o grupo 4 (MP-3924 a MP-3935) com similaridade ligeiramente baixa.

O índice Euclidean (Figura 13-B) que utiliza a distância absoluta entre as contagens, apresenta uma estrutura geral parecida com Bray-Curtis, mas com menor clareza nos limites entre os agrupamentos. Foram definidos quatro grupos principais. O Grupo 1 (MP-3909) apresenta-se isolado, devido à maior distância causada pela diversidade de táxons e abundância relativa, diferente das outras amostras. O grupo 2 (MP-3911 e MP-3913) com distâncias próximas a 25 indicando moderada similaridade. O grupo 3 (MP-3916 a MP-3923) com distâncias entre 25-35 indicando similaridade relativamente baixa. O grupo 4 (MP-3924 a MP-3935) com distâncias entre 10-25, indicando alta similaridade entre as amostras.

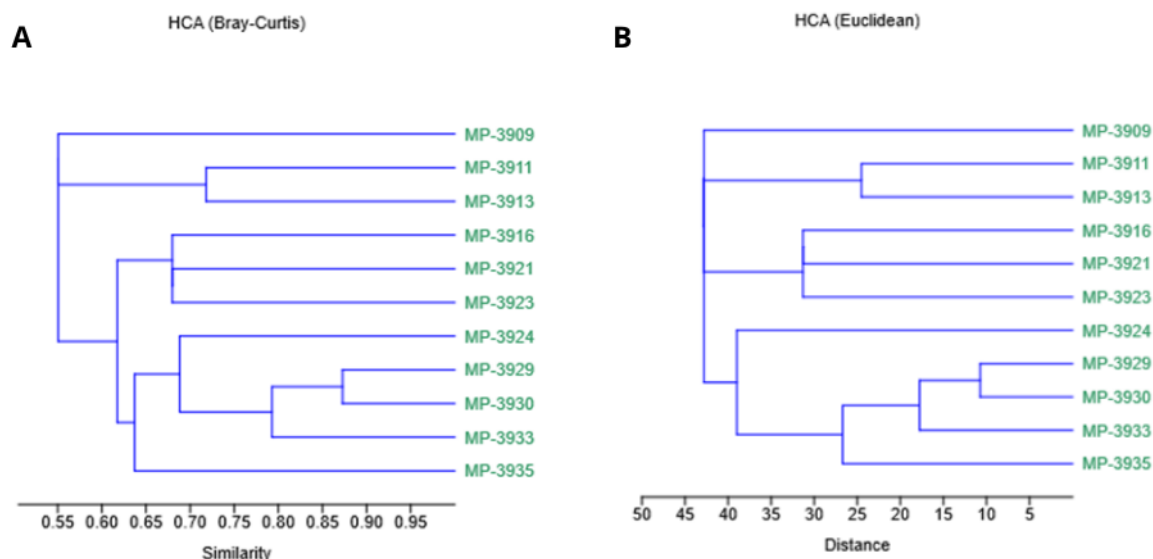


Figura 13: Dendrogramas obtidos por análise HCA com as 10 amostras do ambiente nerítico que apresentaram pelo menos 30 espécimes. Foram aplicados quatro diferentes índices de similaridade/distância: **(A)** Bray-Curtis e **(B)** Euclidean. Os agrupamentos foram gerados a partir da abundância dos táxons de cada amostra. Observa-se a formação de três clusters principais em todos os métodos, com variações na estrutura de ramificação conforme o índice utilizado.

Com base nos grupos formados pelos índices de similaridade e distância, foi possível definir quatro clusters principais, conforme apresentado na Figura 13 e Tabela 3. Cada cluster reúne amostras com composição taxonômica parecida, especialmente em relação aos táxons mais abundantes, listados em ordem decrescente de abundância relativa. A presença frequente de táxons como *Oridorsalis* sp., *A. gibbosa* e *H. depressula* reflete padrões consistentes de similaridade entre as amostras e a presença de outros táxons como *Lobatula* sp. e *G. subglobosa* distinguem os clusters entre si.

Tabela 3: Distribuição das amostras em clusters definidos por análise HCA, com base na composição de foraminíferos bentônicos.

AMOSTRAS	CLUSTERS	PRINCIPAIS TÁXONS
MP3909	Cluster 1	<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>Lobatula</i> sp.
MP3911		<i>A. gibbosa</i> , <i>Oridorsalis</i> sp., <i>Lobatula</i> sp.
MP3913		<i>A. gibbosa</i> , <i>Oridorsalis</i> sp., <i>H. depressula</i>
MP3916	Cluster 2	<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>G. subglobosa</i>
MP3921		<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>G. subglobosa</i>
MP3923		<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>G. subglobosa</i>
MP3924	Cluster 3	<i>A. gibbosa</i> , <i>Oridorsalis</i> sp.
MP3929		<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>H. depressula</i>

MP3930		<i>A. gibbosa</i> , <i>Oridorsalis</i> sp., <i>H. depressula</i>
MP3933		<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>E. crispum</i>
MP3935		<i>Oridorsalis</i> sp., <i>A. gibbosa</i> , <i>H. depressula</i>

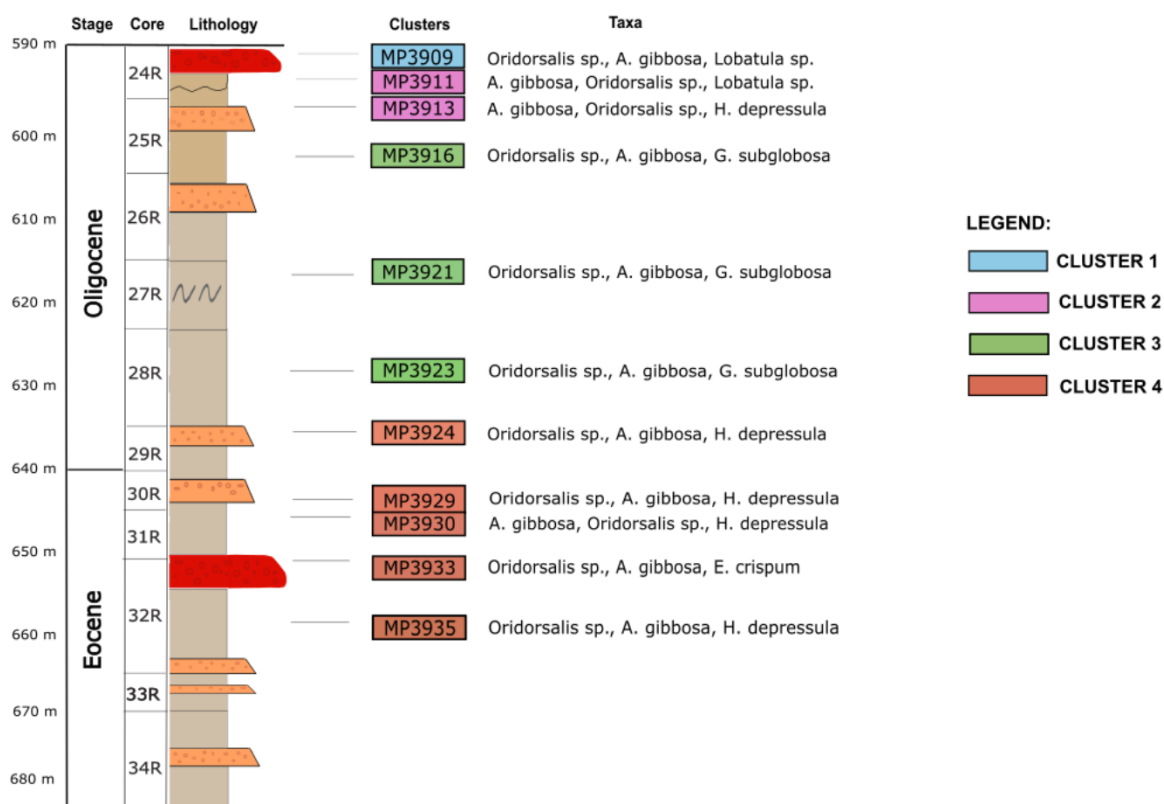


Figura 14: Coluna litoestratigráfica representando a distribuição das amostras definidas em clusters, acompanhados de seus respectivos táxons mais abundantes, do furo IODP U1507B Ic.

A formação dos quatro clusters identificados nas análises HCA (Figura 14) evidencia variações significativas nas assembleias de foraminíferos bentônicos ao longo do testemunho U1507B.

O Cluster 1 (MP-3909) é dominado por *A. gibbosa*, *Oridorsalis* sp. e *Lobatula* sp., indicando ambiente nerítico a batial, com moderada oxigenação e baixa produtividade. *Amphistegina gibbosa*, espécie simbiótica, ocorre em ambientes neríticos, com águas rasas e é sensível a variações de luz e temperatura (Hallock, 2000; Murray, 2006). *Oridorsalis* sp., por sua vez, é comumente associado a ambientes de águas frias em profundidades batiais, moderadamente oxigenados e com baixa produtividade (Rathburn et al., 1994; Murray, 2006). O gênero *Lobatula* sp. está associado a ambientes neríticos a batiais superiores, com águas mais frias, e reforça a hipótese de um ambiente moderadamente oxigenado (Murray, 2006; Hayward et al., 2024).

O Cluster 2 (MP-3911 a MP-3913) é dominado por *A. gibbosa*, *Oridorsalis* sp., *H. depressula* e *Lobatula* sp., indicando ambiente nerítico a batial, com moderada oxigenação e baixa produtividade. *Amphistegina gibbosa*, espécie simbiótica, ocorre em ambientes neríticos, com águas rasas e é sensível a variações de luz e temperatura (Hallock, 2000; Murray, 2006). *Oridorsalis* sp., por sua vez, é comumente associado a ambientes de águas frias em profundidades batiais, moderadamente oxigenados e com baixa produtividade (Rathburn et al., 1994; Murray, 2006). A espécie *H. depressula* está associada a ambientes de águas rasas, com moderada produtividade e oxigenação, ela tolera variações de salinidade (Murray, 2006; Kateb et al., 2018). *Lobatula* sp. está associado a ambientes neríticos a batiais superiores, com águas mais frias, e reforça a hipótese de um ambiente moderadamente oxigenado (Murray, 2006; Hayward et al., 2024).

O Cluster 3 (MP-3916 a MP-3923) é caracterizado por *Oridorsalis* sp., *A. gibbosa* e *G. subglobosa* indicando um ambiente nerítico externo a batial, com tendência de aprofundamento e heterogeneidade nas condições paleoambientais. A predominância de *Oridorsalis* sp. e *A. gibbosa* apontam para uma continuidade do ambiente do cluster anterior. Entretanto, a ocorrência de *G. subglobosa* indica uma diminuição da oxigenação e alta produtividade. Portanto, pode refletir maior aporte de matéria orgânica devido a ressurgência e aumento da produtividade em superfície ou mudanças na circulação profunda, com entrada de massas de água menos oxigenadas. Flutuações em *Oridorsalis* sp., espécie de ambiente batial, também sugerem mudanças na circulação oceânica ou eventos de ressurgência (Thomas, 1992; Rathburn et al., 1994; Gooday, 2003; Hayward et al., 2024). Isso indica uma tendência de aprofundamento e diminuição da oxigenação.

O Cluster 4 (MP-3924 a MP-3935) está associado a *A. gibbosa*, *Oridorsalis* sp., *H. depressula* e *E. crispum* presente em uma amostra. A espécie *H. depressula* está associada a ambientes de águas rasas, com moderada produtividade e oxigenação, ela tolera variações de salinidade (Murray, 2006; Kateb et al., 2018). A presença contínua de *Oridorsalis* sp., típico de águas batiais moderadamente oxigenadas e produtivas, junto a *A. gibbosa*, espécie simbiótica de ambientes neríticos claros e bem iluminados, sugerem uma possível mistura de táxons transportados por fluxos de turbidez (Rathburn et al., 1994; Hallock, 2000; Murray, 2006). A espécie *E. crispum* é indicadora de ambientes de águas rasas, geralmente nerítico interna, águas bem oxigenadas, de média a alta energia e associados a picos de produtividade (Van der Zwaan et al., 1999; Murray, 2006; Jorissen et al., 2007; Hayward et al., 2010).

1.5 Discussão

1.5.1 Paleobatimetria

A sucessão do testemunho U1507B se depositou numa bacia flexural de subducção, perto de um arco vulcânico ativo. Assim, a bacia foi caracterizada por uma sedimentação pelágica, com correntes de turbidez que episodicamente transportavam material das ilhas vulcânicas, consistindo em sedimentos vulcanoclásticos e de plataforma carbonática. As fácies turbidíticas do testemunho U1507B contêm táxons de foraminíferos bentônicos tanto de ambiente pelágico, observados também nas fácies pelágicas, quanto neríticos, transportados pelas correntes de turbidez. Portanto, o estudo dessas assembleias permite reconstituir as variações paleoambientais tanto da parte pelágica quanto nerítica ao longo da seção.

A presença da espécie *A. gibbosa*, sugere condições de águas rasas em ambientes neríticos rasos com águas bem iluminadas e temperatura estável, pois é típica da zona fótica devido à sua associação com diatomáceas endossimbiontes (Hallock, 2000). Contudo, tem capacidade de sobreviver por mais de um ano sem luz, mesmo sem endossimbiontes ativos. Isso indica uma adaptabilidade que pode refletir condições transitórias em profundidades ligeiramente maiores (Murray, 2006).

A espécie *Oridorsalis* sp., está associada a profundidades batiais, sugere um ambiente de águas frias, moderadamente oxigenadas e com baixa a média produtividade, indicando uma transição para zonas mais profundas (Rathburn et al., 1994; Murray, 2006).

A espécie *H. depressula* geralmente está associada a ambientes neríticos de águas rasas, com moderada produtividade e oxigenação, ela tolera variações de salinidade (Murray, 2006; Kateb et al., 2018). Ela apresenta uma ocorrência inesperada no contexto do testemunho, possivelmente indicando transporte sedimentar de águas mais rasas para águas mais profundas no ambiente nerítico, já que ela aparece com variações de abundância ao longo dos clusters.

O gênero *Lobatula* sp. está associado a ambientes neríticos a batiais superiores, com águas mais frias, e reforça a hipótese de um ambiente moderadamente oxigenado (Murray, 2006; Hayward et al., 2024).

A espécie *G. subglobosa* também está associada a ambientes batiais a abissais, prolifera em condições de baixa oxigenação, condições eutróficas e significativo fluxo de matéria orgânica ao fundo, apontando para um aprofundamento (Rathburn et al., 1994; Gooday, 2003).

Os táxons de ambiente pelágico indicam uma paleoprofundidade de ambiente batial, provavelmente médio, ao longo de toda a seção. Por outro lado, os táxons de ambiente nerítico mostram algumas variações entre os diferentes clusters (Figura 14), refletindo uma variação

paleobatimétrica. O Cluster 4 aponta condições neríticas rasas com a presença de *H. depressula* e *A. gibbosa*. O Cluster 3 indica uma transição para nerítico externo e batiais, com aprofundamento e fluxo de matéria orgânica ao fundo, marcada por *G. subglobosa* e *Oridorsalis* sp. E os Clusters 2 e 1 refletem profundidades neríticas e batiais superiores, marcadas pela presença de *Lobatula* sp., *Oridorsalis* sp., e *A. gibbosa*.

A ocorrência de espécies neríticas provenientes de profundidades maiores na parte superior da seção sugere uma transgressão marinha, que afastou a linha de costa e fez com que os táxons da porção mais rasa chegassem menos na bacia. Isso contrasta com a variação eustática da TEO, que é geralmente associada a uma regressão eustática global devido à glaciação da Antártida e à queda do nível do mar (~70 m, Pekar et al., 2002). Essa evidência pode ser um efeito local, tratando-se de uma bacia flexural com tectônica ativa, é possível que tenha tido um aumento da subsidência que contrastou a regressão eustática.

6.5.2 Mudanças paleoambientais

As variações nas assembleias de foraminíferos bentônicos, evidenciadas pelos clusters apresentados na Figura 14, refletem mudanças nas condições paleoambientais ao longo do intervalo estratigráfico analisado no sítio IODP U1507 durante a TEO. Esses padrões indicam alterações na oxigenação, produtividade e temperatura em um ambiente nerítico influenciado por fatores locais e globais.

Na parte inferior da sucessão, o Cluster 4 indica um ambiente nerítico mais raso, águas bem oxigenadas com alta produtividade e condições de média a alta energia. O Cluster 3 indica um ambiente nerítico mais profundo e maior aporte de matéria orgânica, caracterizado por diminuição na oxigenação e na temperatura, mantendo alta produtividade. Na parte superior do intervalo, os Clusters 2 e 1 refletem o mesmo ambiente, são caracterizados por um ambiente nerítico a batial, com moderada oxigenação e baixa produtividade.

A transgressão registrada pelos foraminíferos bentônicos neríticos, bem como as oscilações nos níveis de oxigenação, indicam o controle predominante de processos locais, possivelmente associados a flutuações na circulação oceânica, ressurgência (Thomas, 1992; Rathburn et al., 1994; Gooday, 2003) e eventos de subsidência tectônica relacionados à dinâmica flexural da bacia (Sutherland et al., 2010, 2020; Collot et al., 2023). Por outro lado, a tendência de diminuição da temperatura (evidenciada pelos táxons associados a águas mais frias) e a diminuição na produtividade, especialmente mostrados no Cluster 1, são consistentes com os efeitos do resfriamento global associado à TEO (Zachos et al., 2001; Coxall et al., 2005;

Katz et al., 2008). A redução na produtividade pode estar relacionada à estratificação da coluna d'água e à diminuição da ressurgência de nutrientes, ou à maior dificuldade dos produtores primários de proliferar em condições mais frias, fenômenos amplamente descritos em registros de margens continentais durante a TEO (Diester-Haass et al., 2009; Salamy & Zachos, 1999).

A diminuição da oxigenação e o aumento da produtividade podem estar associados a mudanças na circulação oceânica. Essas mudanças podem ter tido um controle regional, como a tectônica que alterou a configuração da bacia, ou global, em função do rearranjo da circulação no hemisfério sul associado ao avanço da calota de gelo antártica. Nos Clusters 2 e 1, a transgressão marinha, impulsionada localmente pela subsidência tectônica, contrasta com a regressão eustática global da TEO. Globalmente, a baixa produtividade e as espécies adaptadas a águas mais frias são consistentes com o esfriamento da TEO, marcando um declínio na temperatura oceânica e alterações na produtividade.

Dessa forma, as variações nas assembleias de foraminíferos bentônicos do testemunho U1507B refletem uma complexa interação entre processos locais e globais durante a TEO. Esses padrões destacam a sensibilidade das assembleias de foraminíferos bentônicos em registrar as mudanças ambientais. E reforçam a importância do Site U1507B, que pode ser visto como um arquivo paleoambiental que integra sinais locais e globais, contribuindo para uma compreensão mais refinada das transições climáticas e oceânicas na TEO.

6.6 Conclusão

O estudo das assembleias de foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B, por meio de análises taxonômicas e estatísticas, revelou mudanças paleoambientais significativas durante a TEO, no Mar da Tasmânia, na Bacia de Nova Caledônia. A identificação de quatro clusters principais reflete uma evolução de ambientes neríticos rasos para condições nerítico-batiais, com variações na oxigenação, produtividade e temperatura. O Cluster 4, na base do testemunho, caracteriza um ambiente nerítico raso com alta produtividade e oxigenação, associado a uma circulação oceânica e condições pré-resfriamento da TEO. O Cluster 3, indica aprofundamento, provavelmente controlado pela subsidência tectônica em uma bacia flexural, com menor oxigenação e maior produtividade associadas a mudanças na circulação oceânica. Os Clusters 2 e 1, no topo do intervalo, registram um ambiente nerítico profundo e baixa produtividade, com espécies adaptadas a águas frias, consistente com o resfriamento da TEO e a glaciação antártica.

Localmente, a paleobatimetria e as flutuações na circulação oceânica foram controladas por fatores como a subsidência tectônica e o vulcanismo associado à subducção *Tonga-Kermadec*. Globalmente, a diminuição da temperatura e produtividade alinham-se ao declínio de $p\text{CO}_2$ e à formação de camadas de gelo, conforme descrito por Zachos et al. (2001) e Coxall et al. (2005). Este trabalho destaca a sensibilidade dos foraminíferos bentônicos como proxies paleoambientais e a relevância do testemunho U1507B como um registro integrado de processos tectônicos locais e climáticos globais, contribuindo para a compreensão das dinâmicas paleoceanográficas e paleoclimáticas durante a TEO em ambientes neríticos e pelágicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams, C. G.; Butterlin, J.; Samanta, B. K. (1986) Larger Foraminifera and Events at the Eocene/Oligocene Boundary in the Indo-West Pacific Region, in terminal Eocene events, vol. 9, edited by: Pomerol, C., Premoli-Silva, S., Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.

Alegret, L.; Ortiz, S.; Molina, E. (2009) Extinction and recovery of benthic foraminifera across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 279, Issues 3–4, Pages 186–200 <<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.05.009>>

Alegret, L.; Arreguín-Rodríguez, G. J.; Trasviña-Moreno, C. A., Thomas, E. (2021) Turnover and stability in the deep sea: Benthic foraminifera as tracers of Paleogene global change; *Global and Planetary Change*. <<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103372>>

Armstrong, H. A.; Brasier, M. D.; 2005, *Microfossils*, 2^a edition; Blackwell Publishing.

Altenbach, A. V., Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., & Trauth, M. (1999). Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(3), 173–185.

Anagnostou, E.; John, E. H.; Edgar, K. M.; Foster, G. L.; Ridgwell, A.; Inglis, G. N.; Pancost, R. D.; Lunt, D. J.; Pearson, N. P. (2016) Changing atmospheric CO₂ concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature* volume 533, pages 380–384. <<https://doi.org/10.1038/nature17423>>

Anagnostou, E.; John, E. H.; Babila, T. L.; Sexton, P. F.; Ridgwell, A.; Lunt, D. J.; Pearson, N. N.; Chalk, T. B.; Pancost, R. D.; Foster, G. L. (2020) Proxy evidence for state-dependence of climate sensitivity in the Eocene greenhouse. *Nature Communications*, volume 11, Article number 4436. <<https://doi.org/10.1038/s41467-020-17887-x>>

Andersen, H. V. (1961). Genesis and Paleontology of the Mississippi River Mudlumps: Lower Mississippi River Delta--Reports on the Geology of Plaquemines Parish, Louisiana. (*Oridorsalis*) *Geological Bulletin*, 35, 1–236.

Banner, J. L.; Hanson, G. N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Volume 54, Issue 11, Pages 3123–3137. <[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90128-8)>

Barun, K. Sen Gupta; (2003) *Modern Foraminifera*; Kluwer Academic Publishers.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., & Aubry, M.-P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P., & Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, 54, 129–212.

Boggs Jr., S. (2009) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 5th Edition. Pearson.

Bohaty, S.M.; Zachos, J.C.; Delaney, M. L. (2012) Foraminiferal Mg/Ca and Mn/Ca ratios across the Eocene-Oligocene transition. *Pangaea*, <<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.783839>>

Boudagher-Fadel M.K. (2018) Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera: The Cenozoic Larger Benthic Foraminifera; Second edition. UCL Press. <<https://doi.org/10.14324/111.9781911576938>>

Brady, H. B. (1879). Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition; Part II (*Cyclammina*). Quarterly Journal of Microscopical Science, 19, 261–299

Brady, H. B. (1881). Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition (*Globocassidulina subglobosa*). Quarterly Journal of Microscopical Science, 21, 31–71.

Brand, U.; Veizer, J.; 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1. Trace elements. Journal of Sedimentary Research 50(4):1219-1236. Carvalho, I. S. (2004) Paleontologia; 3ª ed., Volume 1, Editora Interciência. <[doi: 10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D)>

Chapman, F., & Parr, W. J. (1937). Australasian Tertiary foraminifera (*Anomalinoidea globulosus*). Journal of the Royal Microscopical Society, 57, 197–219

Coccioni, R., Monaco, P., Monechi, S., Nocchi, M., & Parisi, G. (1988). Biostratigraphy of the Eocene–Oligocene boundary. In: Premoli Silva, I., Coccioni, R., & Montanari, A. (Eds.), The Eocene–Oligocene Boundary in the Marche–Umbria Basin (Italy). International Subcommission on Paleogene Stratigraphy, Special Publication II, pp. 75–85. Ancona: IUGS Special Publication.

Collot, J., Herzer, R., Lafoy, Y., and Géli, L., 2009. Mesozoic history of the Fairway–Aotea Basin: implications for the early stages of Gondwana fragmentation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(12) <<https://doi.org/10.1029/2009GC002612>>

Collot, J.; Patriat, M.; Sutherland, R.; Williams, S.; Cluzel, D.; Seton, M.; Pelletier, B.; Roest, W. R.; Etienne, S.; Bordenave, A.; Maurizot, P. (2020) Geodynamics of the SW Pacific: a brief review and relations with New Caledonian geology. Geological Society, London, Memoirs, 51, 13–26, <<https://doi.org/10.1144/M51-2018-5>>

Collot, J.; Sutherland, R.; Etienne, S.; Patriat, M.; Roest, W. R.; Marcaillou, B.; Clerc, C.; Stratford, W.; Mortimer, N.; Juan, C.; Bordenave, A.; Schnurle, P.; Barker, D.; Williams, S.; Wolf, S.; Crundwell, M. (2023) The Norfolk Ridge: A Proximal Record of the Tonga–Kermadec Subduction Initiation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 24, e2022GC010721. <<https://doi.org/10.1029/2022GC010721>>

Cornacchia, I.; Brandano, M.; Raffic, I.; Tomassettia, L.; Flores, I. (2018) The Eocene–Oligocene transition in the C-isotope record of the carbonate successions in the Central Mediterranean; Elsevier, Global and Planetary Change 167.

Cotton, L. J.; Pearson, N. P. (2011) Extinction of larger benthic foraminifera at the Eocene/Oligocene boundary; Elsevier. <[doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.008](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.008)>

Coxall, H.K.; Wilson, P.A.; Pälike, H.; Lear, C. H.; Backman, J. (2005) Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. Nature. <[doi: 10.1038/nature03135](https://doi.org/10.1038/nature03135)>

Coxall, H.K.; Pearson, P.N. (2007) The Eocene–Oligocene Transition; Geological Society London Special Publications.

Coxall, H.K; Wilson, P.A. (2011) Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. <<https://doi.org/10.1029/2010PA002021>>

Cushman, J. A., & Bermúdez, P. J. (1936). A monograph of the foraminiferal family Valvulinidae (*Chrysalogonium leave*). Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Contributions, 12, 1–117.

Dalziel, I.W.D.; Lawver L.A.; Pearce J.A.; Barker P.F.; Hastie A.R.; Barfod D.N.; Schenke H.-W.; Davis M.B. (2013) A barrier to Antarctic circumpolar flow until the late Miocene? v. 41, p. 947–950, <[doi:10.1130/G34352.1](https://doi.org/10.1130/G34352.1)>.

Denezine, M.; Adorno, R. R.; Carmo, D. A.; Guimarães, E. M.; Walde, D. H. G.; Alvarenga, C. J. S.; Germs, G.; Antonietto, L. S.; Rodríguez, C. G. V.; Junior, O. O N.; (2022) Methodological Development of a Combined Preparation for Micropaleontological and Sedimentological Studies of Samples From the Proterozoic Record. *Frontiers in Earth Science*, vol 10, Article 810406. doi: <[10.3389/feart.2022.810406](https://doi.org/10.3389/feart.2022.810406)>

Diester-Haass, L., & Zahn, R. (1996). Eocene–Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24(2), 163–166.

Diester-Haass, L., Billups, K., & Emeis, K.-C. (2009). Paleooceanography of the South Atlantic during the late Eocene–early Oligocene: Stable isotopes and benthic foraminifera at ODP Sites 1090 and 1263. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1-2), 225–237. <<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.021>>

d’Orbigny, A. (1826). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles (Cassidulina)* 7, 245–314.

d’Orbigny, A. (1839). Foraminifères. In: Foraminifères. In: de la Sagra, R. (Ed.), *Histoire physique, politique et naturelle de l’île de Cuba. (Amphistegina gibbosa, Textularia candeiana and Bolivina)* Paris, 1–224, pl. 8, figs. 1–3.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium* (pp. 108–121). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1.

Dunkley Jones, T; Lunt, D. J.; Schmidt, D. N.; Ridgwell, A.; Sluijs, A; Valdes, P. J; Maslin, M. (2013) Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Earth-Science Reviews*, Volume 125. <<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.004>>

Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730–781.

Etienne, S.; Collot, J.; Sutherland, R.; Patriat, M.; Bachee, F.; Rouillard, P.; Henrys, S.; Barker, D.; Juan, C. (2018) Deepwater sedimentation and Cenozoic deformation in the Southern New Caledonia Trough (Northern Zealandia, SW Pacific). *Marine and Petroleum Geology* 92 (2018) 764–779. <doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.12.007>

Evans, D., Wade, B. S., Henahan, M., Erez, J., and Müller, W. (2016) Revisiting carbonate chemistry controls on planktic foraminifera Mg/Ca: implications for sea surface temperature

and hydrology shifts over the Paleocene–Eocene Thermal Maximum and Eocene–Oligocene transition, *Clim. Past*, 12, 819–835 <<https://doi.org/10.5194/cp-12-819-2016>, 2016>.

Faria, G. R.; Lazarus, D.; Renaudie, J.; Stammeier, J.; Özen, V.; Struck, U. (2024) Late Eocene to early Oligocene productivity events in the proto-Southern Ocean and correlation to climate change. *Climate of the past*. <<https://doi.org/10.5194/cp-20-1327-2024>>

Faure, G.; Mensing, T. M. *Isotopes: Principles and Applications*. 3. ed. Hoboken: John Wiley & Sons, 2005.

Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9), 1409–1414.

Fisher, R. V., & Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Fleming, J. (1828). A history of British animals, exhibiting the descriptive characters and systematical arrangement of the genera and species of quadrupeds, birds, reptiles, fishes, Mollusca, and Radiata of the United Kingdom (*Lobatula*). Bell & Bradfute, Edinburgh, 565.

Flügel, E. (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg New York.

Gaina, C., Müller, R. D., Royer, J.-Y., Stock, J., Hardebeck, J., & Symonds, P. (1998). The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B6), 12413–12433. <<https://doi.org/10.1029/98JB00386>>

Gallagher, S. J.; Wade, B.; Qianyu, L.; Holdgate, G. R.; Bown, P.; Korasidis, V. A.; Scher, H.; Houben, A.J.P.; McGowran, B.; Allan, T. (2020) Eocene to Oligocene high paleolatitude neritic record of Oi-1 glaciation in the Otway Basin southeast Australia. *Elsevier, Global and Planetary Change* 191 <<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103218>>

Galeotti, S.; DeConto, R.; Naish, T.; Stocchi, P.; Florindo, F.; Pagani, M.; Barrett, P.; Bohaty, S.M.; Lanci, L.; Pollard, D.; Sandroni, S.; Talarico, F.M.; Zachos, J.C. (2016) Antarctic Ice Sheet variability across the Eocene-Oligocene boundary climate transition. *Science*.

Galeotti, S.; Bijl, P.; Brinkuis, H.; DeConto, R. M.; Escutia, C.; Florindo, F.; Gasson, E. G.W.; Francis, J.; Hutchinson, D.; Kennedy-Asser, A.; Lanci, L.; Sauermilch, I.; Sluijs, A.; Stocchi, P. (2022) Chapter 7 - The Eocene-Oligocene boundary climate transition: an Antarctic perspective. *Antarctic Climate Evolution (Second Edition)* 2022, Pages 297-361. <<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819109-5.00009-8>>

Garrison, T., & Ellis, R. (2016). *Oceanography: An Invitation to Marine Science*. 9th Edition. Cengage Learning.

Giorgioni, M.; Jovane, L.; Rego, E. S.; Rodelli, D.; Frontalini, F.; Coccioni, R.; Catanzariti, R.; Özcan, E. (2019) Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum. *Nature, Scientific Reports*, volume 9, Article number 9357 <<https://doi.org/10.1038/s41598-019-45763-2>>

Gooday, A. J. (2003) Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46, 1-90.

Gooday, A. J., & Jorissen, F. J. (2012). Benthic foraminiferal biogeography: Controls on global distribution patterns in deep-water settings. *Annual Review of Marine Science*, 4, 237–262.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.

Haiblen, A. M.; Opdyke, B. N.; Roberts, A. P.; Heslop, D.; Wilson, P. A. (2019) Eocene-Oligocene paleomagnetic and foraminiferal stable isotopic and Mg/Ca record from South Australia [dataset]. Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, PANGAEA <<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.907397>>

Hallock, P. (2000) Symbiont-bearing foraminifera.

Harper, D.T.; Hönisch, B.; Zeebe, R.E.; Shaffer, G.; Haynes, L.; Tomás, E.; Zachos, J.C. (2019) The Magnitude of Surface Ocean Acidification and Carbon Release During Eocene Thermal Maximum 2 (ETM-2) and the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Paleoceanography and Paleoclimatology*. <<https://doi.org/10.1029/2019PA003699>>

Hayek, L.-A. C., Buzas, M. A., & Osterman, L. E. (2019). Community structure of benthic foraminifera in the Gulf of Mexico: Relationships to microhabitat and sediment characteristics. *Marine Micropaleontology*, 149, 1–14.

Hayward, B. W., et al. (2010). *Modern Foraminifera*.

Hayward, B.W.; Le Coze, F.; Vachard, D.; Gross, O. (2024) World Foraminifera Database. <<https://www.marinespecies.org/foraminifera>>

Henehan, M. J.; Edgar, K. M.; Foster, G. L.; Penman, D. E.; Hull, P. M.; Greenop, R.; Anagnostou, E.; Pearson, P. N. (2020) Revisiting the Middle Eocene Climatic Optimum “Carbon Cycle Conundrum” With New Estimates of Atmospheric pCO₂ From Boron Isotopes. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. <<https://doi.org/10.1029/2019PA003713>>

Holbourn, A.; Henderson, A.S.; Macleod, N. (2013) *Atlas of Benthic Foraminifera*; Natural History Museum, Wiley – Blackwell.

Holzmann, M., & Pawlowski, J. (2017). An updated classification of rotaliid foraminifera based on ribosomal DNA phylogeny. *Marine Micropaleontology*, 132, 18–34. <<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.04.002>>

Houben, A.J.P.; Bijl, K.; Pross, J.; Bohaty, S.M.; Passchier, S.; Stickley, C.E.; Röhl U., Sugisaki, S.; Tauxe, L.; Flierdt, T.; Olney, M.; Sangiorgi, F.; Sluijs, A.; Escutia, C.; Brinkhuis, H., Expedition 318 (2013) Reorganization of Southern Ocean Plankton Ecosystem at the Onset of Antarctic Glaciation. *SCIENCE*, Vol 340.

Hutchinson, D.K.; Coxall, H.K.; Lunt, D.J.; Steinthorsdottir, M.; Boer, A. M.; Baatsen, M.; Heydt, A. von der; Huber, M.; Kennedy-Asser, A.T.; Kunzmann, L.; Ladant, J-B.; Lear, C.H.; Moraweck, K.; Pearson, P.N.; Piga, E.; Pound, M.J.; Salzmann, U.; Scher, H.D.; Sijp, W.P.; Śliwińska, K.K.; Wilson, P.A.; Zhang, Z. (2021) The Eocene–Oligocene transition: a review of marine and terrestrial proxy data, models and model–data comparisons. *CP*, 17, 269–315. <<https://doi.org/10.5194/cp-17-269-2021>>

Jaramillo-Vogel, D.; Strasser, A.; Frijia, G.; Spezzaferri, S. (2012) Neritic isotope and sedimentary records of the Eocene–Oligocene greenhouse–icehouse transition: The Calcare di Nago Formation (northern Italy) in a global context. Elsevier, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 369. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.11.003>

Jones, R. W. (2014) Foraminifera and their Applications. University Printing House, Cambridge CB2 8BS, United Kingdom.

Jorissen, F. J.; Fontanier, C.; Thomas, E. (2007) Paleooceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics; Developments in Marine Geology, Volume 1, Cap 7, Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01012-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3)

Katz, M.E.; Miller, K.G.; Wright, J.D.; Browning, J.D.; Cramer, B.S.; Rosenthal, Y. (2008) Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. Nature Publishing Group.

Kateb et al. (2018). Foraminiferal Response to Environmental Changes. Marine Micropaleontology

Kennett, J. P.; Shackleton, N. J. (1976) Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. Nature, volume 260, pages 513–515.

Kennett, J.P. (1977) Cenozoic Evolution of Antarctic Glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and Their Impact on Global Paleooceanograph. Vol. 82, Journal of Geophysical Research.

Kennett, J. P; Stott, L. D. (1991) Stable carbon and oxygen isotope ratios of foraminifera of ODP Hole 113-690B. Pangaea, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.770081>

Lamarck, J. B. (1801). Système des Animaux sans Vertèbres ou tableau général des classes, des ordres et des genres de ces animaux (*Nummulites*). Paris, 432 pp.

Lauretano, V.; Kennedy-Asser, A.T.; Korasidis, V.A.; Malcolm, W. W.; Paul, J. V.; Daniel, J. L.; Richard, D. P.; Naafs, B. D. A. (2021) Eocene to Oligocene terrestrial Southern Hemisphere cooling caused by declining $p\text{CO}_2$. Nat. Geosci. 14, 659–664 <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00788-z>

Lear, C. H.; Bailey, T. R.; Pearson, P. N.; Coxall, H. K.; Rosenthal, Y. (2008) Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition.

Legendre, P.; Legendre, L. (2012) Numeral Ecology. Second edition. Elsevier Science.

Linnaeus, C. (1758). Systema Naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. Editio decima, reformata. Laurentius salvius, holmiae (*Elphidium crispum*) 824 pp.

Liu, Z.; Tuo, S.; Zhao, Q.; Cheng, X.; Huang, W. (2004) Deep-water Earliest Oligocene Glacial Maximum (EOGM) in South Atlantic. Chinese Science Bulletin 2004 Vol. 49 No. 20 2190–2197.

Loeblich Jr., A.R.; Tappan, H. (1988) Foraminiferal General and Their Classification: Van Nostrand Reinhold Company, New Yourk, 2 Volumes, 970 p.

Lourens, L.; Sluijs, A.; Kroon, D. (2005) Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435, 1083–1087. <<https://doi.org/10.1038/nature03814>>

Margulis, L., Schwartz, K.V. (1998) *Five Kingdoms: an illustrated guide to the Phyla of life on earth*. 3rd edition. Freeman, New York, 520 p.

Marsaglia, K. M.; Gupta, A.; Clift, P. D.; Gill, J. B.; Hankey, T. (2013) Cenozoic arc processes in the SW Pacific: New insights from Leg 180, IODP Site U1507, and regional sandstone provenance. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 14, n. 8, p. 2974–2995, 2013.

Marsaglia, K. M.; Nuesch, A.; Gupta, A.; Clift, P. D.; Hankey, T.; GILL, J. B. (2015) Petrographic constraints on tectonic and sedimentary processes in the SW Pacific: Evidence from sandstones of the Tonga-Kermadec Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, v. 127, n. 5–6, p. 767–784.

Marshall, J.D. (1992) Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*. 1992;129(2):143-160. <[doi:10.1017/S0016756800008244](https://doi.org/10.1017/S0016756800008244)>

Miller, K. G.; Wright, J. D.; Fairbanks; R. G.; (1991) Unlocking the Icehouse: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. <<https://doi.org/10.1029/90JB02015>>

Miller, K. G.; Kominz, M.; Browning, J.; Wright, J.; Mountain, G.; Katz, M.; Sugarman, P.; Cramer, B.; Christie-Blick, N.; Pekar, S. (2005) The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* (New York, N.Y.). 310. 1293-8. Doi: <[10.1126/science.1116412](https://doi.org/10.1126/science.1116412)>

Montanaro Gallitelli, E. (1955). Notes on the genus *Caudammina* and its relationships with *Bathysiphon*. *Journal of Paleontology*, 29(3), 512–518.

Montfort, P. D. (1808). *Conchyliologie Systématique et Classification Méthodique des Coquilles (Elphidium)* Tome 1. F. Schoell, Paris, 409 pp.

Mortimer, N.; Herzer, R.H.; Gans, P.B.; Laporte-Magoni, C.; Calvert, A.T.; Bosch, D. (2007) Oligocene–Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: Evidence from petrology and dating of dredged rocks. *Marine Geology* 237. Elsevier B.V. All rights reserved. <[doi:10.1016/j.margeo.2006.10.033](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.033)>

Mortimer, N., Tulloch, A. J., & Ireland, T. R. (1999). Cretaceous–Paleogene basement and basin evolution in the Nelson region, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42(4), 477–495 <<https://doi.org/10.1080/00288306.1999.9514857>>

Mortimer, N.; Gans, P. B.; Michael Palin, J.; Herzer, R. H.; Pelletier, B.; Monzier, M. (2014) Eocene and Oligocene basins and ridges of the Coral Sea–New Caledonia region: Tectonic link between Melanesia, Fiji, and Zealandia. <<https://doi.org/10.1002/2014TC003598>>

Mortimer, N.; Gans, P. B.; Meffre, S.; Martin, C. E.; Seton, M.; Williams, S.; Turnbull, R. E.; Quilty, P. G.; Micklethwaite, S.; Timm, C.; Sutherland, R.; Bache, F.; Collot, J.; Maurizot, P.; Rouillard, P.; Rollet, N. (2017) Regional volcanism of northern Zealandia: post-Gondwana break-up magmatism on an extended, submerged continent. From: Sensarma, S. & Storey, B. C. (eds) *Large Igneous Provinces from Gondwana and Adjacent Regions*. Geological Society, London, Special Publications, 463, <<https://doi.org/10.1144/SP463.9>>

Murray, J. (2006) Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 95:1-426. DOI: <[10.1017/CBO9780511535529](https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529)>

Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 2nd ed.

Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S., & Coccioni, R. (1988). The extinction of Hantkeninidae as a marker for defining the Eocene-Oligocene boundary: A proposal. In: Premoli Silva, I., Coccioni, R., & Montanari, A. (Eds.), *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. International Subcommission on Paleogene Stratigraphy, Special Publication II, pp. 249–252. Ancona: IUGS Special Publication.

Oliveira, L. F., Costa, K. B., & Toledo, F. A. de L. (2006) Isótopos de oxigênio e carbono em foraminíferos bentônicos: procedimentos para estudos de paleoceanografia. São Paulo: Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Pälike, H.; Norris, R.; Herrle, J.; Wilson, P. & Coxall, H.; Lear, C.; Shackleton, N.; Tripathi, A.; Wade, B. (2006) The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science* (New York, N.Y.). 314. 1894-8. doi: <[10.1126/science.1133822](https://doi.org/10.1126/science.1133822)>

Pälike, H.; Lyle, M. W.; Nishi, H.; Raffi, I.; Ridgwell, A.; Gamage, K.; Klaus, A.; Acton, G.; Anderson, L.; Backman, J.; Baldauf, J.; Beltran, C.; Bohaty, S. M.; Bown, P.; Busch, W.; Channell, J. E.; Chun, C. O.; Delaney, M.; Dewangan, P.; Dunkley Jones, T.; ... Zeebe, R. E.; (2012) A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, 488(7413), 609–614. <<https://doi.org/10.1038/nature11360>>

Pawlowski, J.; Holzmann, M.; (2007) Diversity and geographic distribution of benthic foraminifera: a molecular perspective. *Biodivers Conserv* (2008) 17:317–328. DOI: <[10.1007/s10531-007-9253-8](https://doi.org/10.1007/s10531-007-9253-8)>

Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A. J., Cedhagen, T., Habura, A., & Bowser, S. S. (2013). The evolution of early Foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, 104(37), 14518–14523.

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 based on stable isotope paleothermometry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170(3–4), 225–238. <[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00243-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00243-8)>

Pekar, S. F., et al. (2002) A latest Eocene–early Oligocene subtropical vegetation change in the northern Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Petró, S.M.; (2018) *Introdução ao estudo dos Foraminíferos*; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, IGEO/UFRGS, Porto Alegre.

Pompeu, M. C; (2022) *Foraminíferos Bentônicos recentes da Plataforma Continental Amazônica associado ao grande Sistema Recifal da Amazônia*; Universidade Federal do Pará.

Premoli Silva, I., & Jenkins, D. G. (1993). Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*, 16(3), 379–382.

Rahaghi, A. (1978). Miocene foraminifera of Iran (*Globoreticulina*). National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication, 8, 1–73.

Rathburn, A. E., et al. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*.

Ravelo, A. C.; Hillaire-Marcel, C. (2007) The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. Elsevier B.V., *Developments in Marine Geology*, Volume 1. DOI: <[10.1016/S1572-5480\(07\)01023-8](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01023-8)>

Reiss, Z. (1960). Foraminifera from the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. *Bulletin of the Geological Survey of Israel (Neoeponides)* 30, 1–55.

Reuss, A. E. (1850). Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche (Fissurina) Classe*, 1, 365–390.

Rodrigues, G.B.; Fauth, G.; 2013. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *TERRÆ DIDATICA* 9:34-49.

Röhl, U., T. Westerhold, T. J. Bralower, and J. C. Zachos (2007), On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q12002, DOI:<[10.1029/2007GC001784](https://doi.org/10.1029/2007GC001784)>.

Rothwell, R. G. (1989). *Minerals and Mineraloids in Marine Sediments: An Optical Identification Guide*. Elsevier Applied Science, London.

Ruddiman, W.F. (2008) *Earth's Climate, Past and Future*. W. H. Publishing Company Freeman and Company. Second Edition. Appendix 1 and 2, Pages 359 – 363.

Rzehak, A. (1895). Die Über einige bemerkenswerte Foraminiferen aus dem Wiener Becken (*Nodosarella*). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 10, 213–230.

Salamy, K. A., & Zachos, J. C. (1999). Latest Eocene–early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: Inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145(1-3), 61–77. <[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00093-0)>

Schlager, W. (2005) *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. Vrije Universiteit/Faculty of Earth and Life Sciences, Amsterdam, Netherlands. SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Schaefer, B.; Schwark, L.; Böttcher, M. E.; Smith, V.; Coolen, M. J.L.; Grice, K. (2022) Paleoenvironmental evolution during the Early Eocene Climate Optimum in the Chicxulub impact crater. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 589, 117589. <<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117589>>

Scher, D. H.; Bohaty, S. M.; Smith, B. W.; Munn, G. H. (2014) Isotopic interrogation of a suspected late Eocene glaciation. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. <<https://doi.org/10.1002/2014PA002648>>

Schmiedl, G.; (2019) Use of Foraminifera in Climate Science. DOI: <[10.1093/acrefore/9780190228620.013.735](https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.735)>

Schwager, C. (1866). Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar. Novara-Expedition, Geologischer (Rectuvigerina striata) Theil, 2, 187–268.

Scotese, C. R. (2021) An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The Seas Come in and the Seas Go Out, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Volume 49. <<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081320-064052>>

Sen Gupta, B. K.; (1999) Foraminifera in marginal marine environments. <<https://www.researchgate.net/publication/226529874>>

Sijp, P. W.; England, M. H.; (2004) Effect of the Drake Passage Throughflow on Global Climate. DOI: <[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1254:EOTDPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1254:EOTDPT>2.0.CO;2)>

Shackleton, N.J; Kennett, J. P; (1975) Paleotemperature History of the Cenozoic and the Initiation of Antarctic Glaciation: Oxygen and Carbon Isotope Analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. Geology, Environmental Science. <[doi:10.2973/dsdp.proc.29.117.1975](https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.29.117.1975)>

Sharp, Z. (2007) Principles of Stable Isotope Geochemistry. Publisher: Pearson Prentice Hall ISBN: 0130091391. ResearchGate.

Sluijs, A., Zeebe, R. E., Bijl, P. K. & Bohaty, S. M.; 2013. A middle Eocene carbon cycle conundrum. Nature Geoscience 6(6), 429–434.

Smellie, J.; Panter, K. S.; Geyer, A.; 2020. Introduction to volcanism in Antarctica: 200 million years of subduction, rifting and continental break-up. Geological Society London Memoirs 55(1):M55-2020-14. DOI: <[10.1144/M55-2020-14](https://doi.org/10.1144/M55-2020-14)>

Snelgrove, P. V. R., & Smith, C. R. (2002). A riot of species in an environmental calm: the paradox of the species-rich deep-sea floor. In: Gibson, R. N., Barnes, M., & Atkinson, R. J. A. (Eds.), Oceanography and Marine Biology: An Annual Review, Vol. 40, pp. 311–342.

Southwood, T.R.E.; Henderson, P.A. (2000). Ecological Methods. Third Edition, Blackwell Science.

Stache, G. (1864). Foraminiferen aus dem Tertiaerbecken von Wien. Novara-Expedition, Geologischer Theil (*Siphonodosaria pomuligera*) 1(2), 161–304.

Sutherland, R.; Collot, J.; Lafoy, Y.; Logan, G. A.; Hackney, R.; Stagpoole, V.; Uruski, C.; Hashimoto, T.; Higgins, K.; Herzer, R. H.; Wood, R.; Mortimer, N.; Rollet, N. (2010) Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics, Vol. 29 doi:<[10.1029/2009TC002476](https://doi.org/10.1029/2009TC002476)>

Sutherland, R.; Dickens, G.R.; Blum, P.; Agnini, C.; Alegret, L.; Asatryan, G.; Bhattacharya, J.; Bordenave, A.; Chang, L.; Collot, J.; Cramwinckel, M.J.; Dallanave, E.; Drake, M.K.; Etienne, S.J.G.; Giorgioni, M.; Gurnis, M.; Harper, D.T.; Huang, H.-HM; Keller, A.L.; Lam, A.R.; Li, H.; Matsui, H.; Morgans, H.E.G.; Newsam, C.; Park, Y.H.; Pascher, K.M.; Pekar, S.F.; Penman, D.E.; Saito, S.; Stratford, W.R.; Westerhold, T.; Zhou, X. (2019) IOPD,

International Ocean Discovery Program. Vol. 371, Site U1507.
<http://publications.iodp.org/proceedings/371/104/371_104.html>

Sutherland, R., Dickens, G. R., Blum, P., Agnini, C., Asatryan, G., Bhattacharya, J., Bordenave, A., Chang, L., Collot, J., Cramwinckel, M. J., Dallanave, E., Drake, M. K., Etienne, S., Giorgioni, M., Gürer, D., Harper, D. T., Jiang, S., Kominz, M. A., Liu, Z., McKay, R. M., O'Meara, S., Pekar, S. F., Strogon, D. P., & Zhou, X. (2020). Continental-scale geographic change across Zealandia during Paleogene subduction initiation. *Geology*, 48(5), 419–424.
<<https://doi.org/10.1130/G47008.1>>

Sutherland, R.; Santos, Z.; Agnini, C.; Alegret, L.; Lam, A. R.; Westerhold, T.; Drake, M. K.; Harper, D. T.; Dallanave, E.; Newsam, C.; Cramwinckel, M. J.; Dickens, G. R.; Collot, J.; Etienne, S. J. G.; Bordenave, A.; Stratford, W. R.; Zhou, X.; Li, H.; Asatryan, G. (2022) Neogene Mass Accumulation Rate of Carbonate Sediment Across Northern Zealandia, Tasman Sea, Southwest Pacific. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 37
<<https://doi.org/10.1029/2021PA004294>>

Tamura, Y., Gill, J. B., Tollstrup, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Miyazaki, T., Takahashi, T., Hirahara, Y., Kodaira, S., Ishizuka, O., Suzuki, T., Kikava, E., & Tatsumi, Y. (2015). Geochemistry of Izu-Bonin arc volcanic rocks from IODP Expedition 351: Implications for arc inception. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(8), 2593–2618.

Taylor, V. E.; Westerhold, T.; Bohaty, S. M.; Backman, J.; Dunkley Jones, T.; Edgar, K. M.; Egan, K. E.; Lyle, M.; Pälike, H.; Röhl, U.; Zachos, J.C.; Wilson, P. A. (2023) Transient Shoaling, Over-Deepening and Settling of the Calcite Compensation Depth at the Eocene-Oligocene Transition. *Paleoceanography and Paleoclimatology*.
<<https://doi.org/10.1029/2022PA004493>>

Tibbett, J. E; Burls, N. J.; Hutchinson, D. K.; Feakins, S. J. (2023) Proxy-Model Comparison for the Eocene-Oligocene Transition in Southern High Latitudes. *Paleoceanography and Paleoclimatology* <<https://doi.org/10.1029/2022PA004496>>

Tiwari, M; Singh, A. K.; Sinha, D. K. (2015) Stable Isotopes: Tools for understanding past climatic conditions and their applications in chemostratigraphy. *Chemostratigraphy*. Elsevier Inc. All rights reserved. <<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-419968-2.00003-0>>

Thomas, E. (1992). Middle Miocene oxygen deficient environments in the Mediterranean and off NW Africa: Paleoenvironmental reconstructions based on benthic foraminifera. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 108, 267-278.

Toumoulin, A.; Donnadieu, Y.; Ladant, J. B.; Batenburg, S. J.; Poblete, F.; Dupont-Nivet, G.; (2020) Quantifying the Effect of the Drake Passage Opening on the Eocene Ocean. *Paleoceanography and Paleoclimatology* <<https://doi.org/10.1029/2020PA003889>>

Tucker, M. E.; Wright, V. P.; Dickson, J. A. D. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Ltd.

Van der Zwaan, G. J., et al. (1999). Oxygen Minimum Zones and Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 37(1), 1-24.

Veizer, J. (1983) Trace Elements and Stable Isotopes in Sedimentary Carbonates. In: Reeder, R.J., Ed., Carbonates: Mineralogy and Chemistry, Reviews in Mineralogy, Vol. 11, Mineralogical Society of America, 265-299.

Viganò, A.; Dallanave, E.; Alegret, L.; Westerhold, T.; Sutherland, R.; Dickens, G. R.; Newsam, C.; Agnini, C. (2024) Calcareous nannofossil data from IODP Site 371-U1509. *Pangaea* <<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.963607>>

Walker, G., & Jacob, E. (1798). In: Adams, G., Essays on the microscope, 2nd edition, with considerable additions and improvements by Frederick Kanmacher (*Haynesina depressula*). Dillon and Keating, London.

Wefer, G.; Berger, W. H. (1991) Isotope paleontology: Growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, v. 100, p. 207–248.

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377–392.

Westerhold, T.; Röhl, U.; Donner, B.; Zachos, J. C. (2018) Global Extent of Early Eocene Hyperthermal Events: A New Pacific Benthic Foraminiferal Isotope Record From Shatsky Rise (ODP Site 1209). *Paleoceanography and Paleoclimatology*. <<https://doi.org/10.1029/2017PA003306>>

Westerhold, T.; Marwan, N.; Drury, A. J.; Liebrand, D.; Agnini, C.; Anagnostou, E.; Barnet, J. K.; Bohaty, S. M.; Vleeschouwer, D.; Florindo, F.; Frederichs, T.; Hodell, D. A.; Holbourn, A. E.; Kroon, D.; Lauretano, V.; Littler, K.; Lourens, L. J.; Lyle, M.; Pälike, H.; Röhl, U.; Tian, J.; Wilkens, R. H.; Wilson, P. A.; Zachos, J.C. (2020) An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*. DOI: <[10.1126/science.aba6853](https://doi.org/10.1126/science.aba6853)>

White, W. M. (2013) *Geochemistry*. Chapter 9: Stable Isotope Geochemistry. Pages 363 – 413. Publishing Company Wiley-Blackwell. 1st edition.

Zachos, J.C.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. <[doi: 10.1126/science.1059412](https://doi.org/10.1126/science.1059412)>

Zeebe R. & Wolf-Gladrow D. (2001) *CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier Oceanography Series n. 65, Gulf Professional Publishing.

7. ANEXOS

7.1 Dados dos foraminíferos bentônicos do furo U1507B

Abaixo seguem alguns dados obtidos correspondentes as 38 amostras:

Tabela 1: Dados de intervalo, profundidade, litotipo, descrição litológica e quantidade de espécimes recuperados em cada amostra.

Amostras	Intervalo	Profundidade da amostra (m)	Litotipo	Descrição litológica	Quantidade de espécimes recuperados em cada amostra
MP3909	24R_4W - 90/96	591,60	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo de coloração verde acinzentado e areia grossa	202
MP3910	24R_4W-100/102	591,68	Calcário argiloso	Calcário argiloso de coloração cinza esverdeado claro	11
MP3911	24R_6W-135/140	592,36	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo verde acinzentado de areia muito grossa	222
MP3912	24R_6W-140/142	594,40	Calcário argiloso	Calcário argiloso de coloração cinza esverdeado claro	25
MP3913	25R_1W - 9/14	596,21	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo de coloração cinza esverdeado e areia grossa	176
MP3914	25R_1W - 16/18	596,27	Calcário argiloso	Calcário argiloso/arenoso (areia média) de coloração cinza esverdeado claro	12
MP3915	25R_5W- 32/37	602,02	Calcário argiloso	Calcário argiloso/arenoso (areia média) de coloração cinza esverdeado claro	140
MP3916	25R_5W-40/42	602,09	Turbidito vulcanoclástico intercalado com Calcário argiloso	Rocha de coloração cinza esverdeada, arenito tufáceo de areia média-grossa intercalado com calcário argiloso	35
MP3917	25R_6W – 27/32	603,16	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo verde acinzentado de areia grossa	16
MP3918	25R_6W – 33/35	603,21	Calcário argiloso	Calcário argiloso de coloração cinza esverdeado claro	4
MP3919	26R_1W - 5/10	605,77	Calcário argiloso	Calcário argiloso/arenoso (areia média) de coloração cinza esverdeado	4
MP3920	26R_1W - 15/17	605,86	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	6
MP3921	27R_1W - 2/7	615,34	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo de coloração cinza esverdeado e areia grossa	138
MP3922	27R_1W - 17/19	615,48	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	4
MP3923	28R_1W - 2/7	624,94	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo verde acinzentado de areia grossa	103
MP3924	29R_1W - 85/89	635,37	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo acinzentado de areia muito grossa	9

MP3925	29R_1W - 94/96	635,45	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	7
MP3926	29R_2W - 88/96	636,58	Calcário argiloso	Arenito tufáceo acinzentado de areia grossa	128
MP3927	29R_2W - 97/99	636,64	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	5
MP3928	30R_1W - 80/85	640,02	Turbidito vulcanoclástico intercalado com Calcário argiloso	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa intercalado com calcário argiloso	58
MP3929	30R_2W - 90/94	641,45	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	69
MP3930	31R_1W - 70/76	644,93	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo acinzentado de areia muito grossa	76
MP3931	31R_4W - 99/103	649,22	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo acinzentado de areia muito grossa	19
MP3932	31R_4W-108/110	649,30	Turbidito vulcanoclástico intercalado com Calcário argiloso	Arenito tufáceo cinza esverdeado claro de areia grossa intercalado com calcário argiloso	8
MP3933	31R_7W - 14/19	652,44	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa a muito grossa	98
MP3934	32R_4W - 49/54	658,15	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	9
MP3935	32R_4W - 56/59	658,25	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	44
MP3936	32R_5W - 91/07	660,06	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	4
MP3937	32R_5W - 97/99	660,10	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	9
MP3938	33R_2W - 58/63	665,27	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo verde acinzentado de areia grossa	15
MP3939	33R_2W - 66/88	665,33	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	ausente
MP3940	33R_3W-132/137	667,46	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	15
MP3941	33R_4W - 15/19	667,73	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo cinza esverdeado de areia grossa	1
MP3942	33R_4W - 25/27	667,82	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	12
MP3943	33R_5W-121/123	670,17	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo de coloração verde acinzentada e areia grossa	6
MP3944	34R_3W - 75/80	676,62	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo de coloração verde acinzentada e areia grossa	1
MP3945	34R_3W - 82/84	676,68	Calcário argiloso	Calcário argiloso cinza esverdeado claro	2
MP3946	34R_5W-117/121	682,00	Turbidito vulcanoclástico	Arenito tufáceo verde acinzentado de areia grossa	2

7.2 Análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos do testemunho IODP U1507B

Tabela 2: Análise qualitativa dos foraminíferos bentônicos.

Amostras	Ambiente	Análise qualitativa
MP3909	nerítico	Preservação boa a moderada, boa abundância e alta diversidade, alguns espécimes apresentam sedimento incrustado, vários espécimes com indícios de retrabalhamento e com marcas de abrasão.
MP3910	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado e pouco retrabalhados.
MP3911	nerítico	Preservação boa a moderada, alta abundância e moderada diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado, vários espécimes retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3912	pelágico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixa diversidade, alguns espécimes retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3913	nerítico	Preservação moderada a ruim, boa abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, vários espécimes com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3914	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes apresentam sedimento incrustado.
MP3915	pelágico	Preservação moderada a ruim, média abundância e moderada diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, a maioria retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3916	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixa diversidade de espécies, alguns espécimes com sedimento incrustado, com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3917	nerítico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixa diversidade de espécies, alguns espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3918	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, sem indícios de retrabalhamento.
MP3919	pelágico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes com indícios de retrabalhamento.
MP3920	pelágico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado e com indícios de retrabalhamento.
MP3921	nerítico	Preservação boa a moderada, média abundância e moderada diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3922	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3923	nerítico	Preservação boa a moderada, média abundância e moderada diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3924	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado e poucos com indícios de retrabalhamento.
MP3925	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.

MP3926	pelágico	Preservação moderada, média abundância e baixa diversidade, muitos espécimes com sedimento incrustado, a maioria retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3927	pelágico	Preservação moderada, baixa abundância e baixíssima diversidade, espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes retrabalhados e com marca de abrasão.
MP3928	nerítico	Preservação moderada a ruim, baixíssima abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3929	nerítico	Preservação moderada, baixa abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, a maioria retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3930	nerítico	Preservação moderada, baixa abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, a maioria com indícios de retrabalhamento e com marcas de abrasão.
MP3931	nerítico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e alguns espécimes com indícios de retrabalhamento.
MP3932	nerítico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e alguns espécimes com indícios de retrabalhamento.
MP3933	nerítico	Preservação moderada, baixa abundância e moderada diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, a maioria retrabalhados e com marcas de abrasão.
MP3934	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3935	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado, a maioria com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3936	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3937	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3938	nerítico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixa diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado, alguns com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3940	nerítico	Preservação moderada a ruim, baixíssima abundância e baixa diversidade de espécies, poucos espécimes com sedimento incrustado, com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3941	nerítico	Preservação moderada a ruim, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado, alguns espécimes com indícios de retrabalhamento e marcas de abrasão.
MP3942	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixa diversidade, poucos espécimes com sedimento incrustado, pouquíssimos espécimes com indícios de retrabalhamento.
MP3943	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3944	nerítico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3945	pelágico	Preservação boa, baixíssima abundância e baixa diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e sem indícios de retrabalhamento.
MP3946	nerítico	Preservação moderada, baixíssima abundância e baixíssima diversidade, alguns espécimes com sedimento incrustado e com indícios de retrabalhamento.

7.3 Descrições petrográficas

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

24R_6W-135/140 (MP-3911)

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, estrutura maciça e textura heterogênea, com grãos de tamanho variando entre areia grossa a fina, moderadamente selecionados. O arcabouço da rocha é composto por cristaloclastos, litoclastos e bioclastos, com matriz micrítica e cimento carbonático calcítico.

Composição:

- Cristaloclastos (35%):
 - Plagioclásio (10%): cristais de tamanho submilimétrico a milimétrico, subédricos, com hábito tabular, alguns cristais apresentam maclas polissintéticas e Calsbad. Alguns cristais apresentam bordas com alteração incipiente.
 - Hornblenda (10%): tamanho submilimétrico a milimétrico, subédricas, com pleocroísmo esverdeado, hábito tabular e prismático, alguns cristais apresentam geminação simples. Ocorrência de hornblenda opacítica, resultante de desidratação magmática.
 - Piroxênios (10%): tamanho submilimétrico a milimétrico, euédricos a subédricos, hábito prismático e tabular. Possivelmente presença de augita e pigeonita. Os cristaloclastos de piroxênio ocorrem em maior abundância na lâmina quando comparados à sua presença nos litoclastos, onde são menos frequentes.
- Litoclastos (30%): Os litoclastos são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
 - Andesito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfirítica, contendo fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico, piroxênio de tamanho submilimétrico e hornblenda de tamanho submilimétrico, dispersos em matriz microlítica. Fluido pilotaxítico indicado pelo plagioclásio. Alguns cristais de plagioclásio apresentam zonação.
 - Traquito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfirítica. Fenocristais euédricos de feldspato alcalino, de tamanho submilimétrico. Fenocristais subédricos de

piroxênio de tamanho submilimétrico. Apresenta fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico. Os fenocristais estão inseridos em uma matriz microlítica composta por plagioclásio, feldspato alcalino e hornblenda. Fluido pilotaxítico. Minerais opacos ocorrem como acessórios.

- Basalto microcristalino: textura inequigranular, porfírica, composta por microcristais de plagioclásio e piroxênios.

- Bioclastos (8%):

- Foraminíferos bentônicos (3%): tamanho submilimétrico, bem preservados e pouco recristalizados;

- Foraminíferos planctônicos (2%): tamanho submilimétrico, preservação variando entre boa a moderada e pouco recristalizados. Alguns microfósseis foram retrabalhados e suas câmaras foram preenchidas por sedimento micrítico lamoso e a suas bordas preenchidas por cimento;

- Equinodermos (1%): tamanho milimétrico, preservação moderada, pouco recristalizados;

- Poríferos (1%): tamanho milimétrico, preservação moderada, pouco recristalizado;

- Outros bioclastos (1%): não identificados ou diferenciados como alga milimétrica com formato alongado e preservação moderada, pouco recristalizada.

Rocha suportada por grãos, com arcabouço bastante compacto, onde os contatos entre os grãos são predominantemente côncavo-convexos. Os espaços intergranulares contêm aproximadamente 15% de matriz micrítica e cerca de 10% de cimento carbonático calcítico. Muitos grãos exibem bordas alteradas, sugerindo a formação uma pseudomatriz, alguns grãos de plagioclásio passaram por alteração. Ocorrência de recristalização parcial afetando plagioclásios e, em menor grau, os bioclastos.

A mistura de grãos de diferentes tamanhos (areia grossa a fina) e a moderada seleção indicam deposição em um ambiente com energia moderada, suficiente para redistribuir o sedimento, mas sem causar grande seleção. A presença de fragmentos vulcanoclásticos indica proximidade com fonte vulcânica. A presença de foraminíferos planctônicos e bentônicos, bem como a matriz micrítica, sugere um ambiente de águas moderadamente profundas (ambiente nerítico).

A presença de litoclastos vulcânicos e cristaloclastos indica que a deposição ocorreu próxima a uma fonte vulcânica ativa ou recentemente exposta à erosão. No entanto, a ausência de vidro e cinzas vulcânicas sugere que a sedimentação não ocorreu

simultaneamente a uma erupção, mas sim por retrabalhamento de rochas vulcânicas antecedentes.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	25	Cascalho	
Piroxênio	17	Areia grossa	20
Litoclastos	25	Areia média	30
Bioclastos	8	Areia fina	25
		Matriz	15
		Cimento	10

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	4	boa
Foraminíferos planctônicos	3	moderada
Equinodermos	1	moderada
Pórfiros	1	moderada
Algas	1	moderada

Fotomicrografias

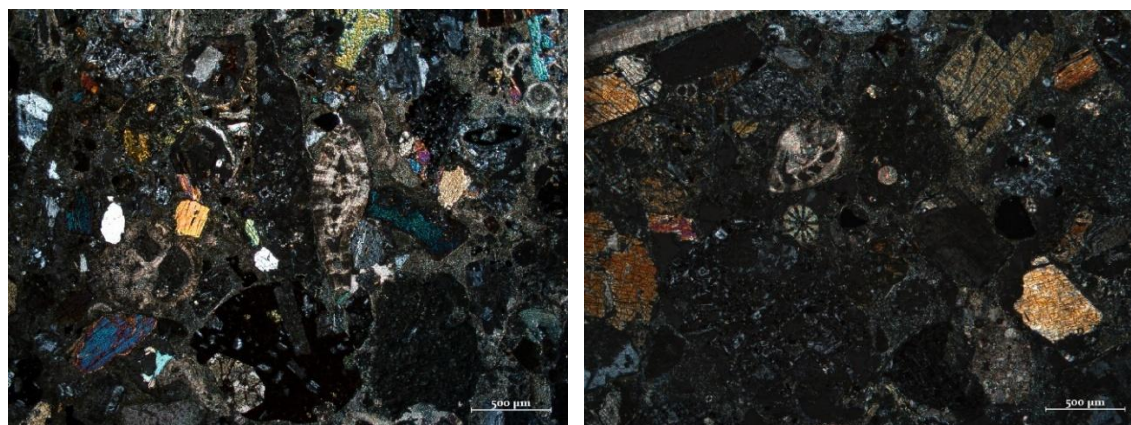


Figura 11. Foraminíferos bentônicos e equinodermo à direita. Cristaloclastos de plagioclásio e piroxênios. Litoclastos vulcânicos à esquerda. Aumento de 2,5x. Nicol cruzado.

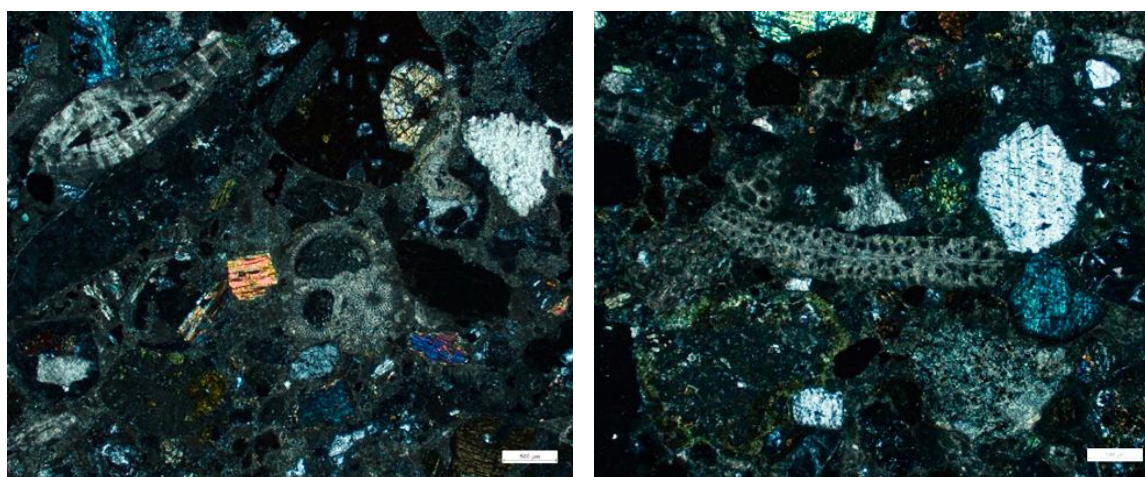


Figura 12. Foraminíferos bentônico e planctônico à esquerda e alga à direita. Aumento de 2,5x. Nicol cruzado.

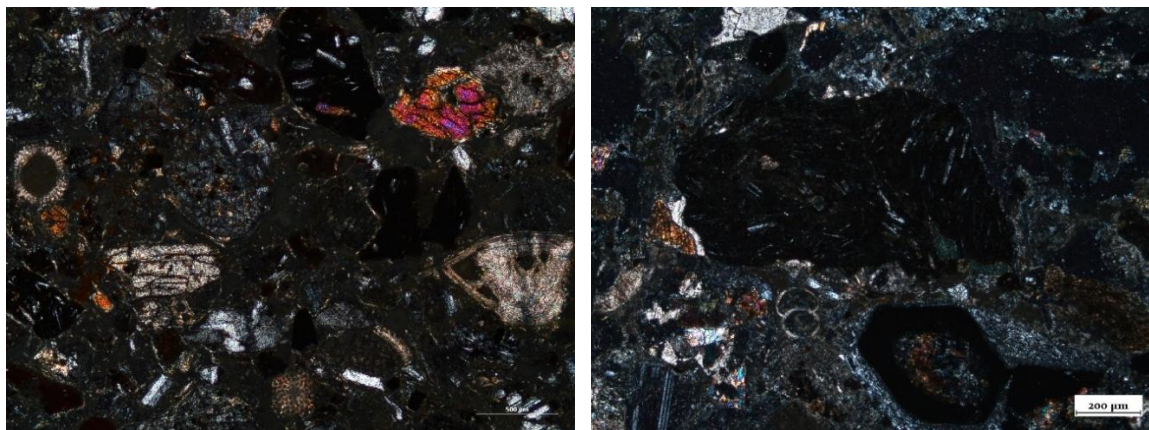


Figura 13. Foraminíferos planctônicos. Porífero à esquerda. Litoclastos de basalto microcristalino à direita. Hornblenda opacítica à direita. Aumento de 2,5x. Nicol cruzado.

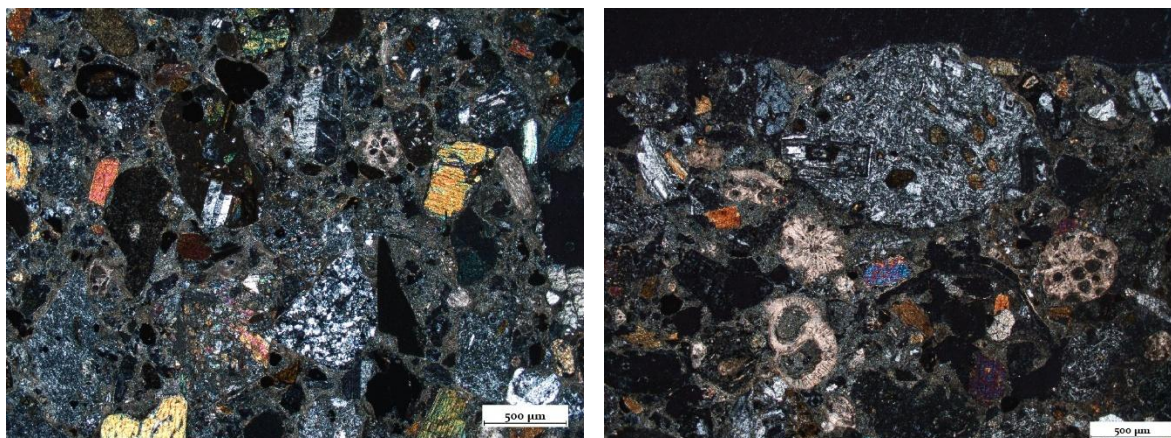


Figura 14. Litoclastos vulcânicos (traquitos ou andesitos). Aumento de 2,5x. Nicol cruzado.

Nome da Rocha

Arenito grosso tufáceo

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

27R_1W - 2/7 (MP-3921)

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, laminada, com granulometria areia média a fina, bem selecionados. É constituída por cristaloclastos, litoclastos e bioclastos, com cimento carbonático e baixa presença de matriz micritica.

Composição:

- Cristaloclastos (50%):
 - Plagioclásios de tamanho submilimétrico, subédricos, de contatos pontuais e lineares, com hábito tabular, alguns cristais apresentam maclas polissintéticas e Calsbad. Os cristais estão fragmentados (35%);
 - Piroxênios submilimétricos, euédricos, hábito prismático e tabular. Os cristais estão fragmentados (5%);
 - Hornblendas submilimétricas, de pleocroísmo esverdeado, subédricas, hábito tabular e prismático (10%).
- Litoclastos (25%): Os litoclastos são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
 - Andesito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfirítica, contendo fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico, piroxênio de tamanho submilimétrico e hornblenda de tamanho submilimétrico, dispersos em matriz microlítica.
 - Traquito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfirítica. Fenocristais euédricos de feldspato alcalino de tamanho submilimétrico. Fenocristais subédricos de piroxênio de tamanho submilimétrico. Apresenta fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico. Os fenocristais estão inseridos em uma matriz microlítica composta por plagioclásio, feldspato alcalino e hornblenda.
 - Basalto microcristalino: textura inequigranular, porfirítica, composta por microcristais de plagioclásio e piroxênios.
- Bioclastos:
 - Foraminíferos bentônicos, submilimétricos, de moderada preservação, estão recristalizados, alguns microfósseis foram retrabalhados e suas câmaras foram preenchidas por sedimento fino (micrita...) amarronzado e a borda preenchida por cimento (1%).

- Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico e preservação moderada a ruim, estão recristalizados, alguns microfósseis estão preenchidos por sedimento fino (micrita...) amarronzado e a borda preenchida por cimento, enquanto outros tiveram suas câmaras preenchidas por cimento espático e a borda preenchida por cimento fibroso (10%).

A rocha apresenta estrutura laminada, constituintes altamente fragmentados e bem selecionados, caracterizando uma rocha imatura. Essa característica sugere uma proximidade da fonte de origem, indicando que o material foi transportado, mas não submetido a um processo intenso de retrabalhamento.

Rocha suportada por grãos em que os espaços intergranulares apresentam uma baixa presença de matriz micrítica (cerca de 1%) e são majoritariamente preenchidos por cimento carbonático (25%). Alguns grãos passaram por alteração. A rocha possui feições de recristalização intensa. A estrutura laminada e a boa seleção dos grãos sugerem um ambiente nerítico de baixa a moderada energia, próximo a uma fonte vulcânica. A presença de bioclastos marinhos indica contribuição biogênica.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	30	Cascalho	
Piroxênio	15	Areia grossa	
Litoclastos	20	Areia média	45
Bioclastos	12	Areia fina	32
		Matriz	3
		Cimento	20

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	1	moderada
Foraminíferos planctônicos	10	moderada
Equinodermos	1	moderada

Fotomicrografias

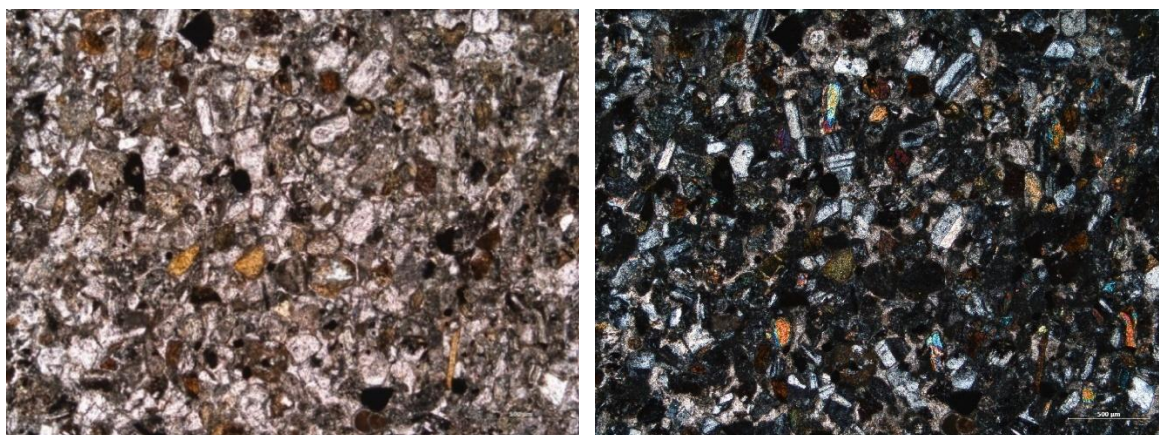


Figura 15. Arenito tufáceo, areia média a fina, bem selecionado. Aumento de 2,5x.

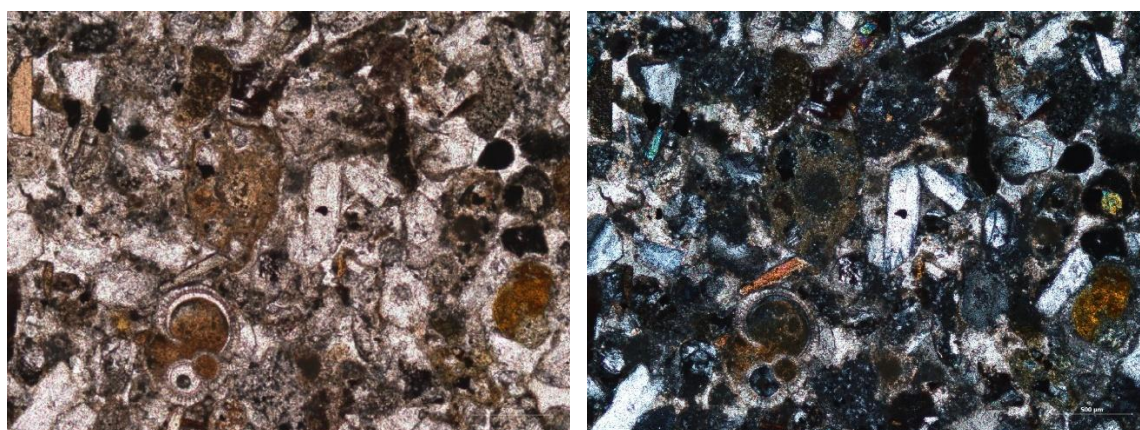


Figura 16. Foraminífero planctônico. Cristaloclastos de plagioclásio, piroxênio. Litoclasto. Aumento de 10x.

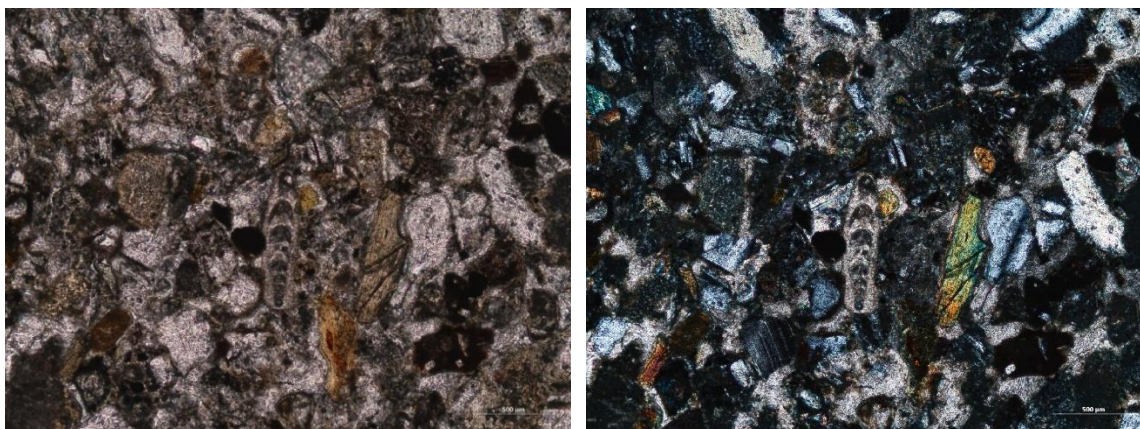


Figura 17. Foraminífero bentônico. Cristaloclastos de plagioclásio e piroxênio e litoclasto. Aumento de 10x.

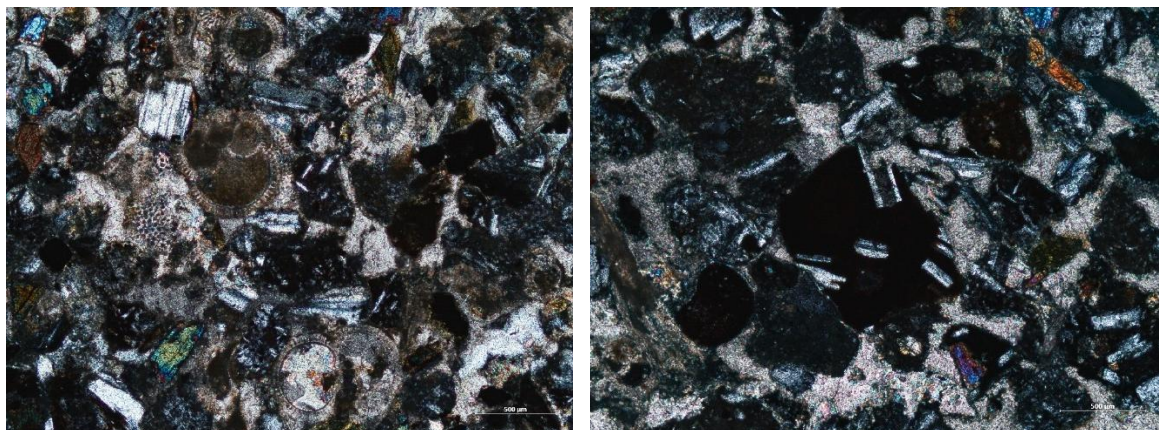


Figura 18. Foraminíferos planctônicos à esquerda. Litoclasto à direita. Aumento de 10x. Nicol cruzado.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo fino

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

29R_1W - 94/96 (MP-3925)

Descrição Microscópica

▪ Porção Arenito tufáceo fino:

Rocha de textura clástica, estrutura maciça, com granulometria areia fina, grãos moderadamente selecionados, constituída por cristaloclastos, litoclastos e bioclastos.

Composição:

- Cristaloclastos (45%):
 - Plagioclásios de tamanho submilimétrico, hábito tabular, contato pontual e linear, alguns cristais apresentam maclas polissintéticas e *Calsbad*. Os cristais estão fragmentados;
 - Piroxênios submilimétricos, hábito prismático e tabular, fragmentados.
- Litoclastos (15%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfírica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
 - Andesito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfírica, contendo fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico, piroxênio de tamanho submilimétrico e hornblenda de tamanho submilimétrico, dispersos em matriz microlítica.

- Traquito: Rocha hipocristalina, textura inequigranular, porfirítica. Fenocristais euédricos de feldspato alcalino de tamanho submilimétrico. Fenocristais subédricos de piroxênio de tamanho submilimétrico. Apresenta fenocristais subédricos de plagioclásio de tamanho submilimétrico. Os fenocristais estão inseridos em uma matriz microlítica composta por plagioclásio, feldspato alcalino e hornblenda.

- Basalto microcristalino: textura inequigranular, porfirítica, composta por microcristais de plagioclásio e piroxênios.

- Bioclastos (5%):

- Foraminíferos bentônicos submilimétricos, de moderada preservação e pouco recristalizados, alguns preenchidos por cimento (3%);

- Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico e preservação moderada e pouco recristalizados (2%).

Rocha suportada por grãos, com cimento carbonático preenchendo espaços intergranulares (30%). Alguns grãos de plagioclásio passaram por alteração. Recristalização parcial afetando plagioclásios e bioclastos.

- Porção Calcário Argiloso:

Composição:

A porção do calcário argiloso apresenta contato brusco com o arenito fino tufáceo. É composto por sedimento pelágico de textura clástica, maciça. A rocha apresenta uma textura matriz-suportada, composta por micrita (70%) e extraclastos dispersos na matriz (30%). A granulometria da rocha é muito fina e é constituída por:

- Extraclastos de plagioclásios submilimétricos (10%);

- Extraclastos de piroxênio submilimétricos (5%);

- Extraclastos de litoclastos de tamanho submilimétrico, são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino (7%).

Presença de bioclastos como raros foraminíferos bentônicos submilimétricos, de preservação moderada a ruim, um pouco recristalizados (1%). Presença moderada de foraminíferos planctônicos, preservação moderada e um pouco recristalizados (10%).

Rocha um pouco recristalizada. Presença de fraturas causadas durante a confecção da lâmina. Ocorrência de estruturas de bioturbação de coloração mais escura.

O ambiente deposicional é característico de um ambiente pelágico, onde a sedimentação ocorre predominantemente em águas profundas e tranquilas. A mistura de grãos vulcanoclásticos com bioclastos sugere uma origem próxima de fontes vulcânicas e produção biogênica em ambiente marinho profundo.

Microscopia Calcário Argiloso			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	10	Cascalho	
Piroxênio	5	Areia grossa	
Litoclastos	7	Areia média	
Bioclastos	8	Areia fina	30
		Matriz	70
		Cimento	

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	1	moderada a ruim
Foraminíferos planctônicos	7	moderada

Fotomicrografias

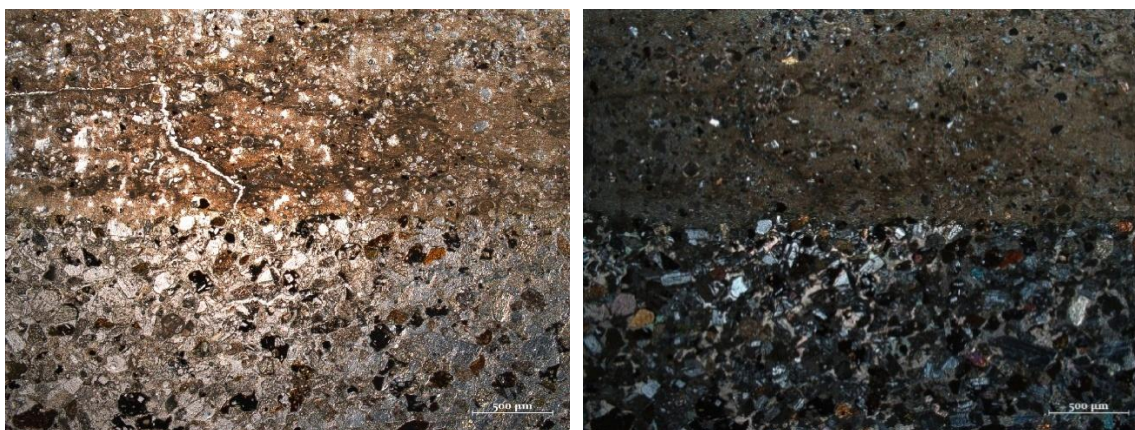


Figura 19. Contato brusco entre calcário argiloso e arenito tufáceo. Aumento de 2,5x.



Figura 20. Sedimento pelágico com bioturbação em coloração mais escura. Aumento de 2,5x.

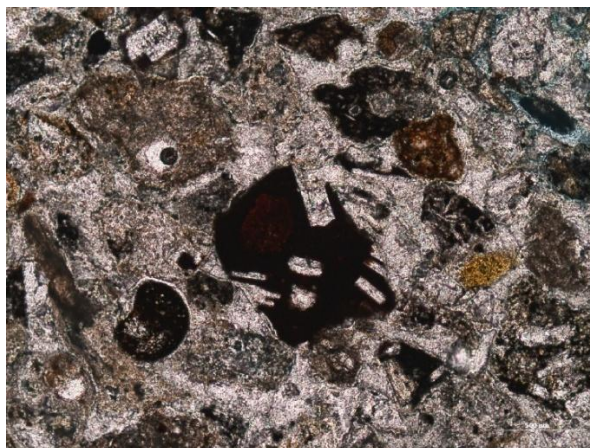


Figura 21. Extraclasto de fragmento de litoclasto presente no sedimento pelágico. Aumento de 10x.

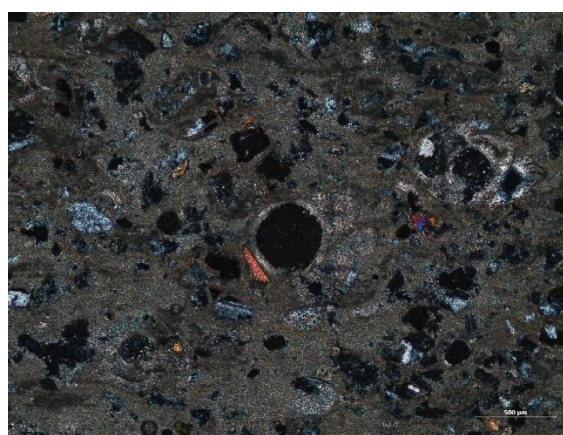


Figura 22. Foraminíferos planctônicos. Extraclastos de plagioclásio e piroxênio presentes no sedimento pelágico. Aumento de 10x.

Nome da Rocha

Calcário argiloso

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B**29R_2W - 88/96 (MP-3926)**

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, maciça, heterogênea, de granulometria variando entre areia média a fina, grãos bem selecionados, constituída por cristaloclastos, litoclastos e bioclastos, com micrita e cimento carbonático.

Composição:

- Cristaloclastos (40%):
 - Plagioclásio de tamanho submilimétrico a milimétrico, hábito tabular, contato pontual (25%);
 - Piroxênios submilimétricos a milimétricos, hábito prismático e tabular (15%).
- Litoclastos (15%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
- Bioclastos:
 - Foraminíferos bentônicos submilimétricos, de moderada preservação e recrystalizados (3%);
 - Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico, preservação moderada a ruim e recrystalizados (2%), alguns estão fragmentados;
 - Equinodermos submilimétricos e preservação moderada e pouco recrystalizados (1%).

Rocha suportada por grãos em que os espaços intergranulares apresentam micrita (cerca de 15%) e são majoritariamente preenchidos por cimento carbonático (cerca de 25%). A rocha possui feições de alteração, recrystalização e ocorrência de domínios mais ricos em micrita. A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	25	Cascalho	
Piroxênio	15	Areia grossa	
Litoclastos	15	Areia média	20
Bioclastos	6	Areia fina	40
		Matriz	15
		Cimento	25

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	3	moderada
Foraminíferos planctônicos	2	moderada a ruim
Equinodermos	1	moderada

Fotomicrografias

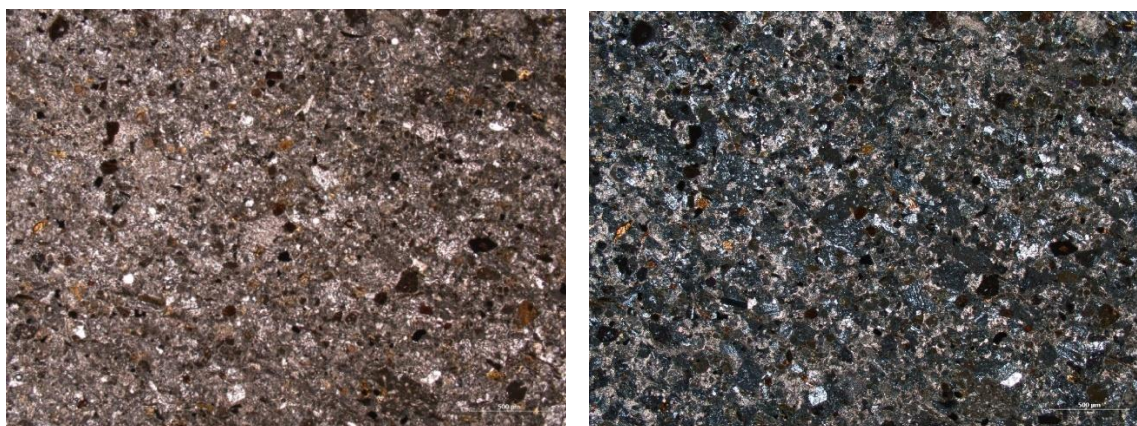


Figura 23. Arenito tufaceo, areia média a fina, bem selecionado. Aumento de 2,5x.

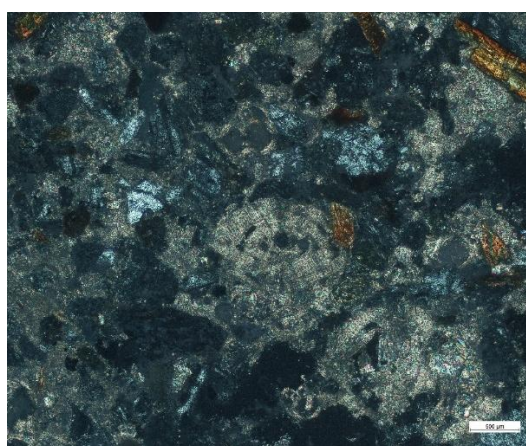


Figura 24. Foraminífero bentônico. Aumento de 10x.

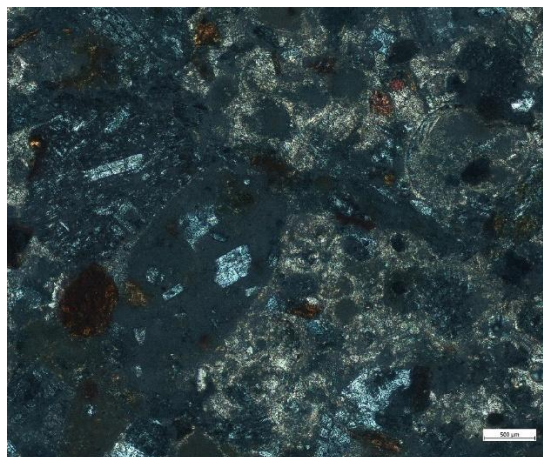


Figura 25. Litoclasto de rocha vulcânica com textura porfirítica. Aumento de 10x.

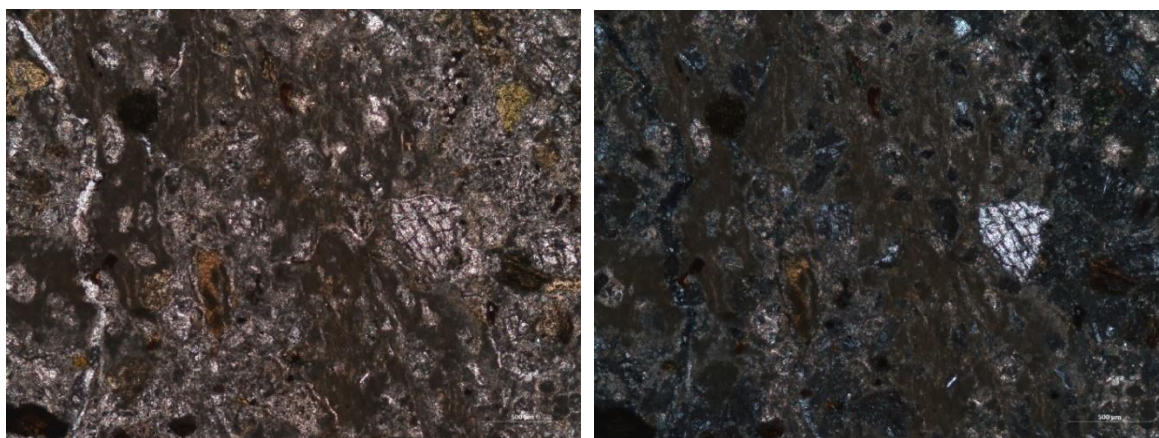


Figura 26. Domínios mais ricos em micrita. Aumento de 2,5x.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

30R_1W - 80/85 (MP-3928)

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, estrutura maciça, heterogênea, de granulometria areia fina, bem selecionada, constituída por cristaloclastos, litoclastos, bioclastos com cimento carbonático.

Composição:

- **Cristaloclastos (45%):**
 - Plagioclásios de tamanho submilimétricos, hábito tabular, euédricos, contatos pontual e linear, alguns cristais apresentam maclas polissintéticas, são fragmentados (30%);
 - Piroxênios submilimétricos, hábito prismático, euédricos e fragmentados (15%).
- **Litoclastos (10%):** são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
- **Bioclastos:**
 - Foraminíferos planctônicos submilimétricos e preservação moderada e um pouco recristalizado (7%), alguns estão fragmentados, alguns foram preenchidos por sedimento micrítico lamoso, outros foram preenchidos por cimento espático.

Rocha suportada por grãos em que os espaços intergranulares apresentam preenchimento por cimento carbonático (25%). A rocha possui feições de alteração e recristalização intensa.

A rocha apresenta estrutura laminada, constituintes fragmentados e bem selecionados, caracterizando uma rocha imatura devido à acentuada angulosidade dos grãos. Essa característica sugere uma proximidade da fonte de origem, indicando que o material foi transportado, mas não submetido a um processo intenso de retrabalhamento. A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	30	Cascalho	
Piroxênio	15	Areia grossa	
Litoclastos	20	Areia média	22
Bioclastos	7	Areia fina	50
		Matriz	
		Cimento	25

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos planctônicos	7	moderada

Fotomicrografias

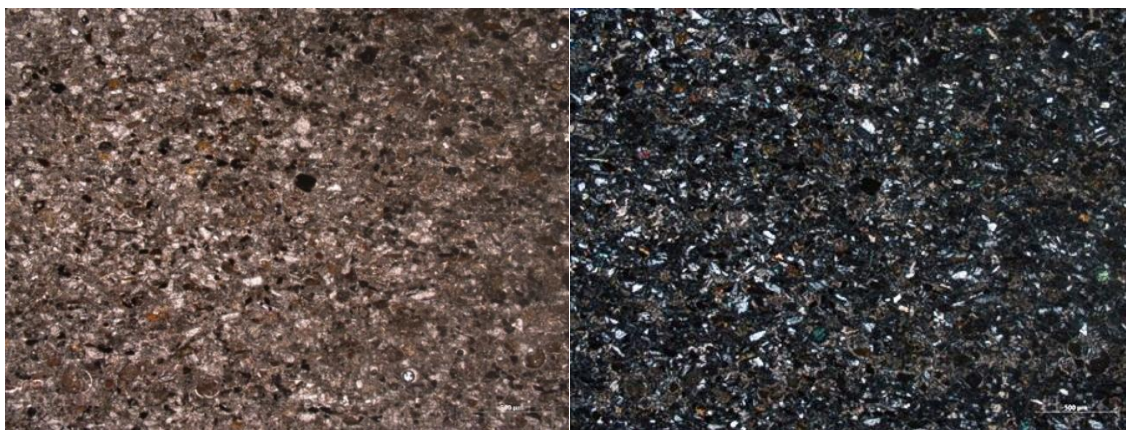


Figura 26. Arenito tufáceo. areia média a fina, bem selecionado. Aumento de 2,5x.

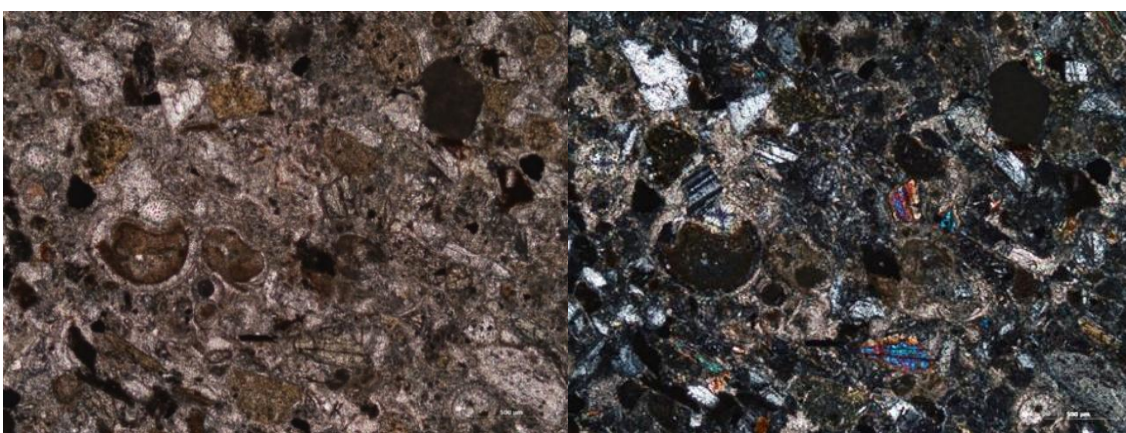


Figura 27. Foraminíferos bentônicos. Cristaloclastos de plagioclásio e piroxênio e litoclastos. Aumento de 10x.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

31R_1W - 70/76 (MP-3930)

Descrição Microscópica

Rocha de textura cristalina, maciça e heterogênea, de granulometria variando entre areia média a fina, grãos bem selecionados, constituída por cristaloclastos, litoclastos, bioclastos e cimento carbonático.

Composição:

- Cristaloclastos (50%):
 - Plagioclásio de tamanho milimétrico a submilimétrico, hábito tabular, euédricos, contatos pontual e linear (30%);
 - Piroxênios submilimétricos a milimétricos, hábito prismático, euédricos (20%).
- Litoclastos (20%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
- Bioclastos (11%):
 - Foraminíferos bentônicos milimétricos, de boa preservação e pouca recristalização, alguns foram preenchidos por cimento carbonático (3%);
 - Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico a milimétrico, preservação boa a moderada e pouca recristalização, alguns foram preenchidos por sedimento micrítico lamoso e as bordas preenchidas por cimento fibroso, enquanto outros estão preenchidos por cimento espático (7%);
 - Equinodermos, de tamanho milimétrico, preservação moderada e pouca recristalização (1%).

Rocha suportada por grãos em que os espaços intergranulares apresentam preenchimento por cimento carbonático (20%). A rocha possui feições de alteração, pouca recristalização e dissolução parcial, resultando na formação de alguns poros secundários do tipo *vugs* (3%).

A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	30	Cascalho	
Piroxênio	20	Areia grossa	
Litoclastos	20	Areia média	50
Bioclastos	10	Areia fina	30
		Matriz	
		Cimento	20

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	3	boa
Foraminíferos planctônicos	7	boa a moderada
Equinodermos	1	moderada

Fotomicrografias

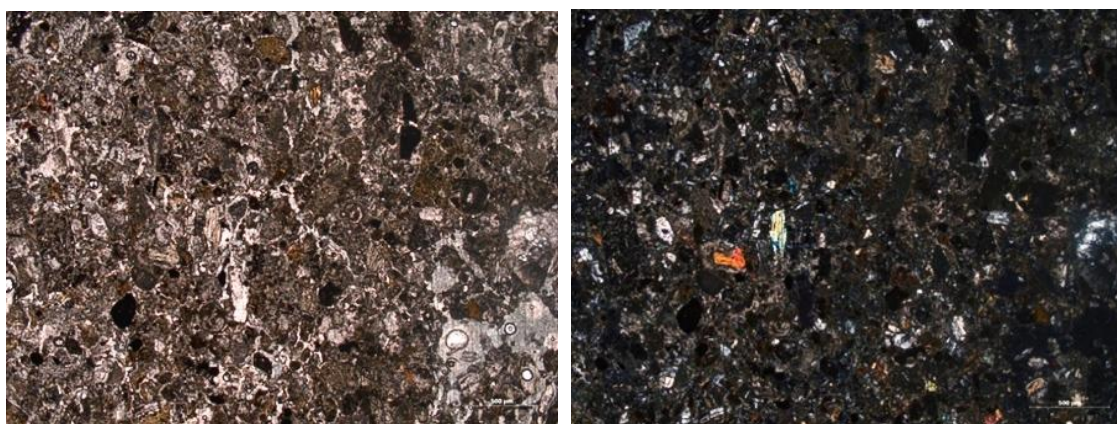


Figura 28. Arenito tufáceo, areia média a fina, grãos bem selecionados. Aumento de 2,5x.

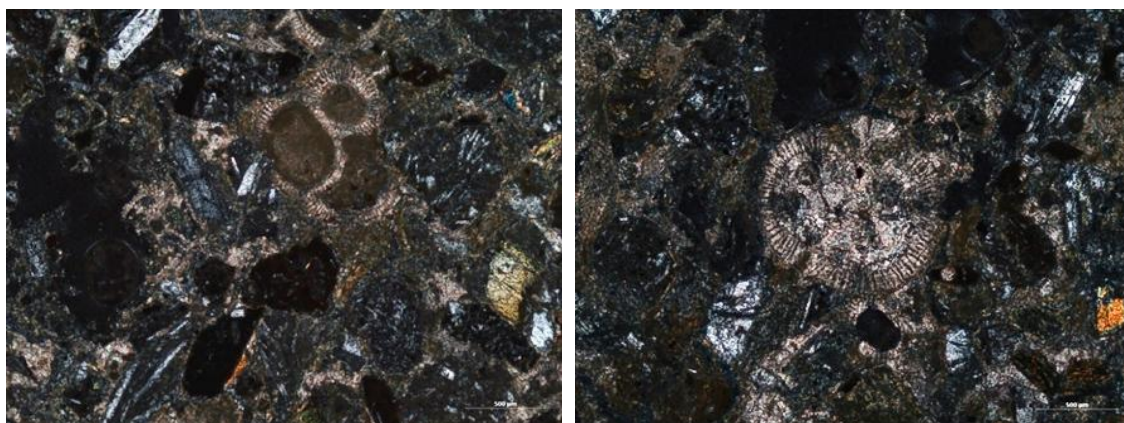


Figura 29. Foraminíferos bentônicos, à esquerda preenchido por micrítico lamoso e as bordas preenchidas por cimento fibroso, à direita preenchido por cimento espático. Cristaloclastos de plagioclásio e piroxênio e litoclastos. Aumento de 10x. Nicol cruzado.

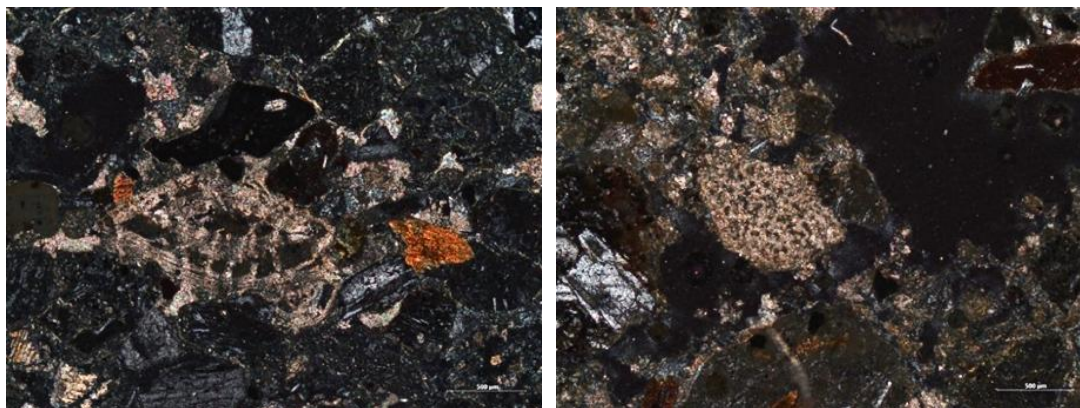


Figura 30. Foraminífero bentônico à direita e equinodermo à esquerda. Aumento de 10x. Nicol cruzado.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

32R_4W - 49/54 (MP-3934)

Descrição Microscópica

Rocha de textura cristalina, maciça e heterogênea, de granulometria variando entre areia média a fina, constituída por cristaloclastos, litoclastos, bioclastos, cimento carbonático e baixa presença de matriz micrítica.

Composição:

- Cristaloclastos (60%):
 - Plagioclásio de tamanho submilimétrico a milimétrico, hábito tabular, euédricos, contato pontual e linear, alguns grãos apresentam macla possintética (40%);
 - Piroxênios submilimétricos, hábito prismático, euédricos (20%).
- Litoclastos (20%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfírica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.

- Bioclastos:
 - Foraminíferos bentônicos, de tamanho submilimétrico e preservação moderada (1%);
 - Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico e preservação moderada (4%).

Rocha suportada por grãos em que os espaços intergranulares apresentam preenchimento por cimento carbonático (10%) e preenchimento por matriz micrítica (cerca de 5%). A rocha possui feições de alteração, recristalização e dissolução parcial, resultando na formação de alguns poros secundários do tipo *vugs* (3%).

A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	40	Cascalho	
Piroxênio	20	Areia grossa	
Litoclastos	20	Areia média	45
Bioclastos	5	Areia fina	40
		Matriz	5
		Cimento	10

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	1	moderada
Foraminíferos planctônicos	4	moderada

Fotomicrografias

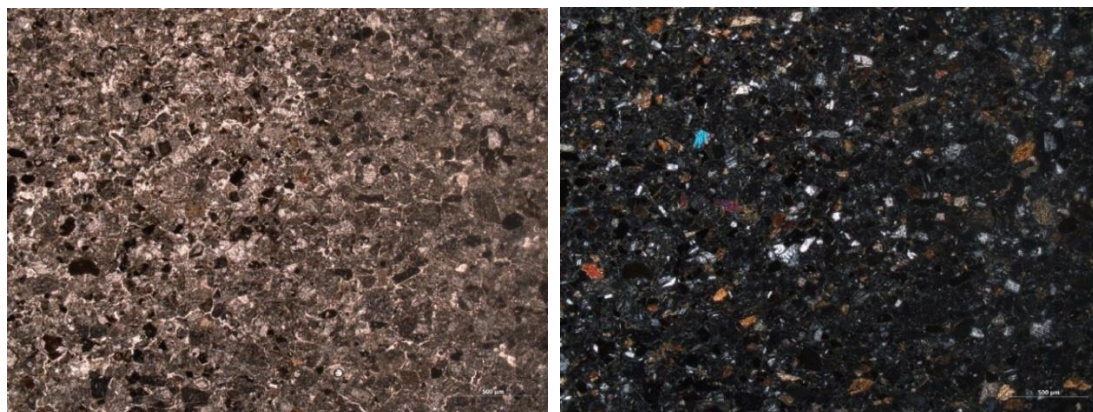


Figura 31. Arenito tufáceo, areia média a fina, grãos bem selecionados. Aumento de 2,5x.

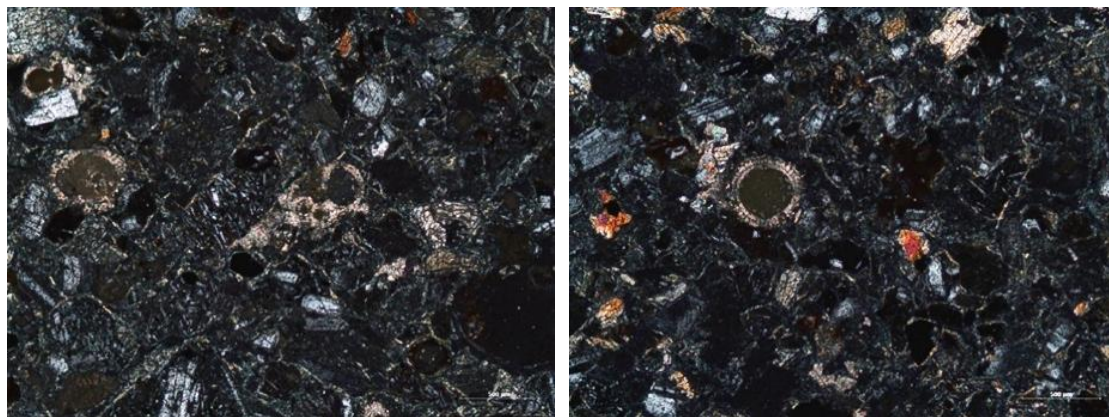


Figura 32. Foraminíferos planctônicos, cristaloclastos de plagioclásio e piroxênio e litoclastos. Aumento de 10x. Nicol cruzado.

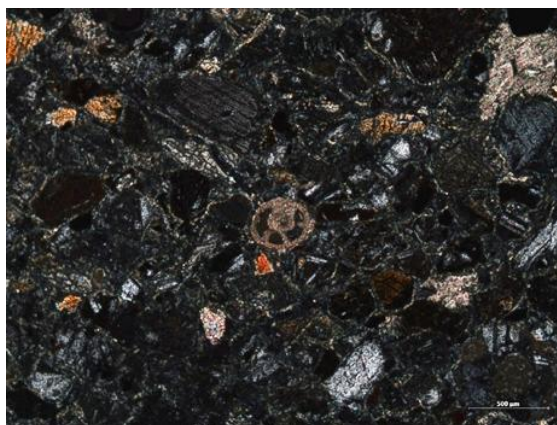


Figura 33. Foraminífero bentônico. Aumento de 10x. Nicol cruzado.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

33R_5W-121/123 (MP-3943)

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, maciça e heterogênea, de granulometria variando entre areia média a fina, bem a moderadamente selecionada, constituída por cristaloclastos, litoclastos, bioclastos, matriz micrítica e cimento carbonático.

Composição:

- Cristaloclastos (40%):
 - Plagioclásio de tamanho milimétrico, hábito tabular, euédricos, alguns grãos apresentam maclas polissintéticas (25%);
 - Piroxênio submilimétricos a milimétricos, euédricos, hábito prismático (15%).
- Litoclastos (25%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfirítica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos.
- Bioclastos:
 - Foraminíferos bentônicos submilimétricos de boa preservação, estão pouco recristalizados (1%);
 - Foraminíferos planctônicos, de tamanho milimétrico e preservação boa, estão pouco recristalizados, alguns estão preenchidos por lama micrítica em suas câmaras e a borda preenchida por cimento espático e fibroso (15%);
 - Equinodermos milimétricos de preservação moderada, estão pouco recristalizados (1%).

Rocha de textura suportada por grãos, apresentando matriz micrítica ocupando cerca de 10% dos espaços intergranulares e cimento carbonático preenchendo aproximadamente 5% dos espaços entre os grãos. A rocha possui feições de alteração dos grãos, recristalização intensa e dissolução parcial, resultando na formação de alguns poros secundários do tipo *vugs* (3%).

A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	25	Cascalho	
Piroxênio	15	Areia grossa	
Litoclastos	25	Areia média	55
Bioclastos	20	Areia fina	25
		Matriz	10
		Cimento	5

BIOCLASTOS	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	2	boa
Foraminíferos planctônicos	17	boa
Equinodermos	1	moderada

Fotomicrografias

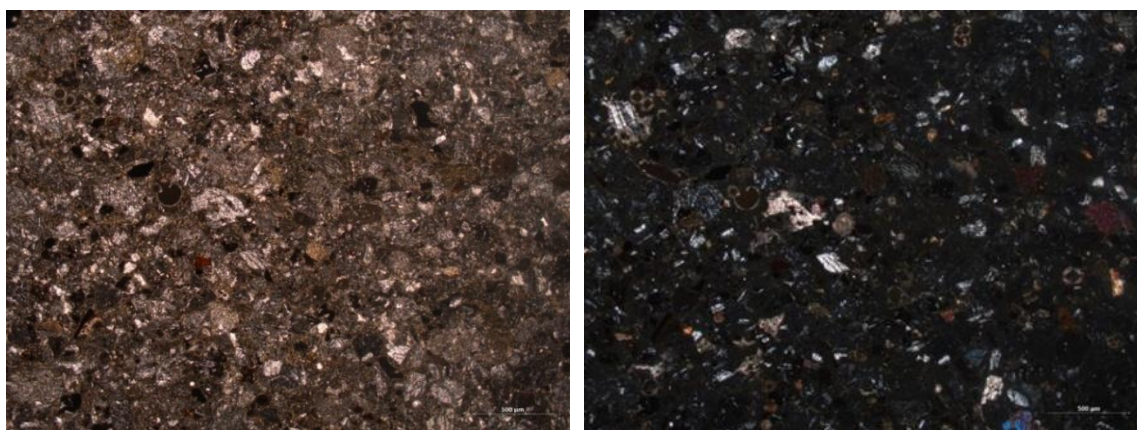


Figura 34. Arenito tufáceo, areia média a fina, grãos bem selecionados. Aumento de 2,5x.

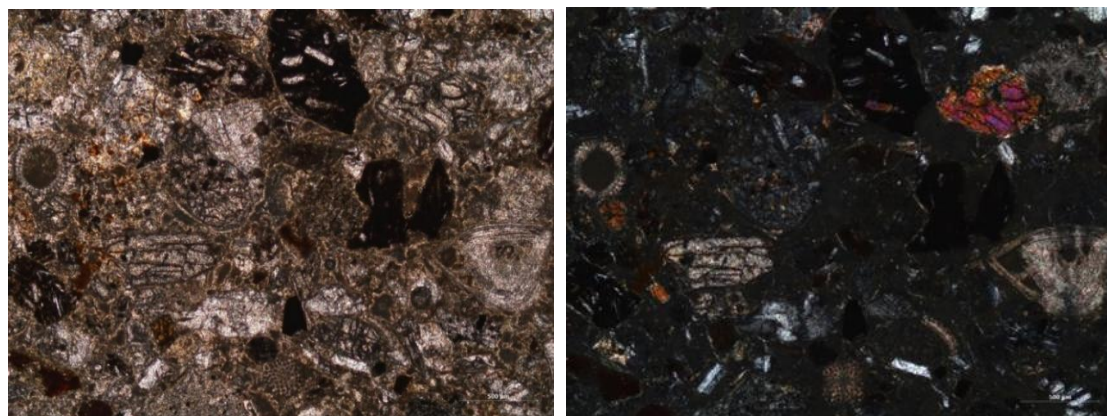


Figura 35. Foraminífero bentônico, cristaloclastos de plagioclásio e piroxênio e litoclastos. Aumento de 10x.

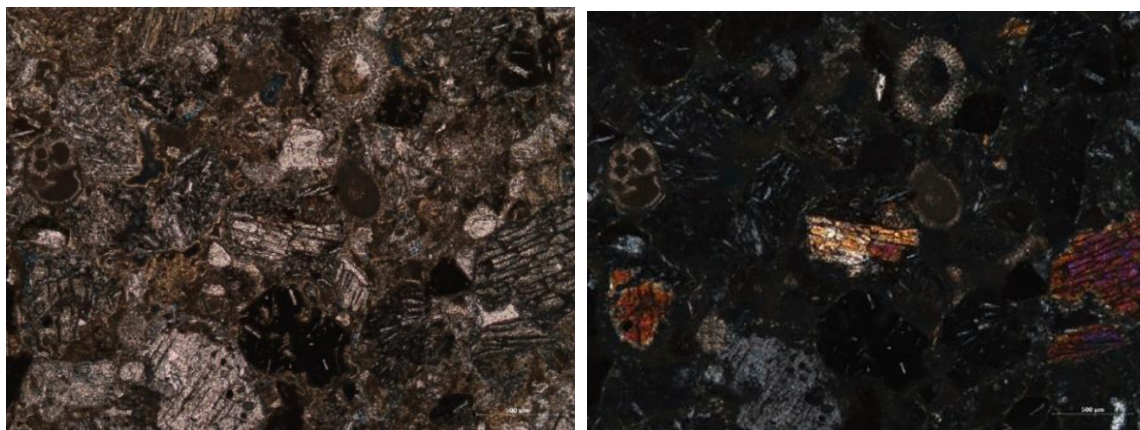


Figura 36. Foraminífero planctônico, cristaloclastos e litoclastos. Aumento de 10x.

Nome da Rocha

Turbidito vulcanoclástico

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA - IODP U1507B

34R_3W - 75/80 (MP-3944)

Descrição Microscópica

Rocha de textura clástica, maciça, de granulometria areia média a fina, bem selecionado, constituída por cristaloclastos, litoclastos, bioclastos e matriz/pseudomatriz micrítica.

Composição:

- Cristaloclastos (45%):
 - Plagioclásio de tamanho submilimétrico, hábito tabular, euédricos a subédricos, grãos alterados (30%);
 - Piroxênios submilimétricos, hábito tabular, euédricos a subédricos, grãos alterados (15%);
- Litoclastos (25%): são submilimétricos e são predominantemente compostos por rochas vulcânicas com textura porfírica, interpretadas como andesitos, traquitos e em menor quantidade, basalto microcristalino. Entretanto, a diferenciação foi limitada, já que não foi possível obter a composição dos feldspatos em lâmina delgada, dificultando a distinção entre plagioclásios e feldspatos alcalinos. Os litoclastos estão alterados.

- Bioclastos (6%):
 - Foraminíferos bentônicos submilimétricos, de moderada preservação (1%);
 - Foraminíferos planctônicos, de tamanho submilimétrico e preservação moderada a ruim (5%), alguns estão preenchidos por sedimento micrítico lamoso e borda preenchida por cimento espático (5%).

Rocha de textura grãos-suportada, com matriz micrítica ou pseudomatriz causada pela alteração elevada dos grãos, preenchendo o espaço entre os grãos (20%). Rocha bastante recristalizada, porosidade secundária do tipo *vugs* (15%) causada por dissolução parcial.

A presença de grãos bem selecionados, como plagioclásios, piroxênios e fragmentos de litoclastos indicam transporte moderado, com deposição em um ambiente de baixa a moderada energia, ambiente nerítico e próximo a fontes vulcânicas.

Microscopia			
COMPOSIÇÃO	%	TEXTURA	%
Plagioclásio	30	Cascalho	
Piroxênio	20	Areia grossa	
Litoclastos	25	Areia média	45
Bioclastos	6	Areia fina	35
		Matriz	20
		Cimento	

Bioclastos	%	Preservação
Foraminíferos bentônicos	1	moderada
Foraminíferos planctônicos	5	moderada a ruim

Fotomicrografias



Figura 37. Arenito tufáceo. Aumento de 2,5x.

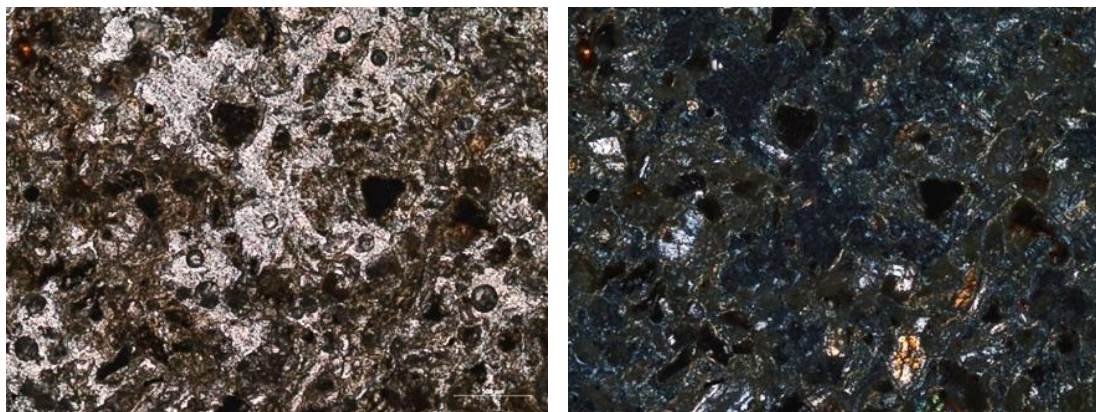


Figura 38. Porosidade secundária. Cristaloclastos de plagioclásio, piroxênio e litoclastos alterados. Aumento de 10x.

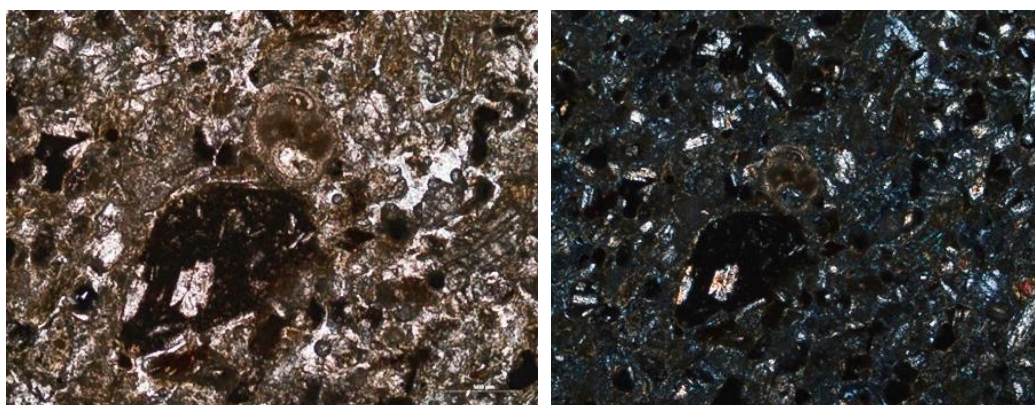


Figura 39. Foraminífero planctônico e litoclastos. Aumento de 10x.

Nome da Rocha

Arenito tufáceo
