

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ELEMENTAR E ISOTÓPICA EM SUCESSÕES
MARINHAS PROFUNDAS DO INTERVALO PLEISTOCENO-HOLOCENO DA
BACIA DO ESPÍRITO SANTO**

Guilherme Grando

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador)

Rio Claro (SP)
2024

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

GUILHERME GRANDO

QUIMIOESTRATIGRAFIA ELEMENTAR E ISOTÓPICA EM
SUCESSÕES MARINHAS PROFUNDAS DO INTERVALO
PLEISTOCENO-Holoceno DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2024

G754q Grando, Guilherme
Químioestratigrafia elementar e isotópica em sucessões marinhas profundas do intervalo Pleistoceno-Holoceno da Bacia do Espírito Santo / Guilherme Grando. -- Rio Claro, 2024
70 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Sergio Caetano Filho

1. Turbiditos. 2. Geoquímica elementar. 3. Isótopos estáveis. I. Título.

GUILHERME GRANDO

QUIMIOESTRATIGRAFIA ELEMENTAR E ISOTÓPICA EM
SUCESSÕES MARINHAS PROFUNDAS DO INTERVALO
PLEISTOCENO-Holoceno DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador)

Dra. Juliana Okubo

MSc. Gabriel Correa Antunes

Rio Claro, 5 de dezembro de 2024.

Assinatura do aluno



assinatura do orientador

Agradecimentos

Primeiro gostaria de agradecer meu orientador Sergio Caetano Filho, por sempre estar junto comigo nesse projeto, me dar apoio, suporte e me fazer evoluir como pessoa e profissional.

Também gostaria de agradecer ao UNESPetro e todas as pessoas que possibilitaram esse trabalho ser possível. Além do apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustível PRH-ANP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP nº 50/2015.

Ademais, as pessoas que me ajudaram diretamente durante todo o projeto, Caíque, Giovani, Kalinne, Bruno, Alexandre e Arielson, e também a alguns amigos que me acompanharam durante toda a graduação e me alegraram em todos os dias, Felipe, Igor, João, Gabriel, Vanessa, Esther, Luísa e tantos outros, desejo o melhor para todos hoje e sempre.

Agradecer a toda minha família, que sempre me deu apoio e suporte, meus pais Márcia e Hemerson, meu irmão Felipe, meus avós Rosana, Leonel e Cida, sem vocês eu não seria metade do homem que sou hoje.

Também meus amigos da minha cidade natal, Giovanni, Péricles, Rojas, Greco, Farah, Clara, Sophia e Camilly por sempre me alegrarem e estarem juntos comigo nessa amizade que dura mais de 10 anos

Por fim, mas não menos importante, a minha namorada Giovanna, o amor da minha vida, que nos momentos bons e ruins esteve sempre comigo me dando apoio e me ensinou o que é amar alguém de verdade.

Resumo

Turbiditos são depósitos sedimentares subaquosos produzidos por correntes de turbidez, os quais resultam na deposição desde camadas individuais pouco espessas até grandes leques de sedimentos siliciclásticos, geralmente desenvolvidos em ambientes marinhos profundos, em meio à sedimentação pelítica hemipelágica. Dado a profundidade em que esses depósitos se encontram e a baixa frequência de ocorrência na série histórica de observação, a caracterização de sistemas relativamente recentes por meio de testemunhos de sedimentos, por mais que ainda de difícil acesso, são a melhor maneira para compreender esses processos. Do ponto de vista econômico e energético, estes depósitos resultam em rochas com alto potencial para armazenar hidrocarbonetos, dada a alta permo-porosidade em fácies arenosas, sendo os turbiditos os reservatórios ainda responsáveis por 40% da produção nacional, com a maior parte do volume histórico produzido no Brasil mesmo após as descobertas e produção na Província Pré-Sal. Esse trabalho investigou quatro testemunhos perfurados à pistão (*piston core*), recuperados no Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo, no intervalo Pleistoceno-Holoceno, propondo a utilização de geoquímica isotópica e elementar para proposição de curvas-chave para correlações intrabaciais de sucessões siliciclásticas portadoras de depósitos turbidíticos, bem como inferências paleoambientais e acerca de controles paleoclimáticos como forçantes destes pulsos de deposição. Este estudo se encontra associado ao projeto “Modelagem numérica de processos deposicionais relacionados a fluxos gravitacionais em ambiente marinho profundo”, um convênio UNESP-PETROBRAS, desenvolvido no Centro de Ciências Naturais Aplicadas (UNESPetro/IGCE). Foram obtidas curvas de $\delta^{18}\text{O}$ por meio da espécie de foraminífero bentônico *Cibicidoides wuellerstorfi*, calibrando-se as curvas elementares utilizando as razões de Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$. Dessa maneira, foram definidas sete quimiozonas WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4 e WCS5, e comparando com os intervalos dos *Marine Isotope Stages* (MIS) propostos por Lisiecki & Raymo (2005), estipulando períodos temporais para cada um deles. As curvas Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$ apresentaram comportamentos antitéticos controlados pelas variações glacioeustáticas, corroborando que a composição geoquímica destes sedimentos responde às mudanças climáticas do período influenciando o intemperismo e seus produtos nas áreas fonte, como potencial ferramenta para correlações intrabaciais nestes contextos.

Palavras Chave: Geoquímica elementar; Isótopos estáveis; Turbiditos

Abstract

Turbidites are underwater sedimentary deposits produced by turbidity currents, resulting in the deposition of anything from thin individual layers to extensive fans of siliciclastic sediments, typically formed in deep marine environments and hemipelagic pelitic sedimentation. Given the depth at which these deposits occur and their low frequency in the historical observation record, characterizing relatively recent systems through sediment cores, despite their challenging accessibility, remains the best approach to understanding these processes. From an economic and energy perspective, these deposits lead to rocks with high potential for hydrocarbon storage due to the high permeability of sandy facies. Turbidites still account for 40% of national production, with most of the historical volume extracted in Brazil, even after discoveries and production in the Pre-Salt Province. This study investigated four piston cores recovered from the Watu Canyon System, Espírito Santo Basin, within the Pleistocene-Holocene interval. It proposed the use of isotopic and elemental geochemistry to develop key curves for intra-basin correlations of siliciclastic successions containing turbidite deposits, as well as paleoenvironmental inferences and insights into paleoclimatic controls driving these deposition pulses. The study is associated with the project “*Numerical modeling of depositional processes related to gravitational flows in deep marine environments*,” a partnership between UNESP and PETROBRAS, developed at the Center for Applied Natural Sciences (UNESPetro/IGCE). $\delta^{18}\text{O}$ curves were obtained using the benthic foraminifera species *Cibicides wuellerstorfi*, calibrating elemental curves using Fe/K and $\ln(\text{K}/\text{Al})$ ratios. Seven chemozones were defined: WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4, and WCS5. These zones were compared with the Marine Isotope Stages (MIS) proposed by Lisiecki & Raymo (2005) to estimate temporal periods for each. The Fe/K and $\ln(\text{K}/\text{Al})$ curves displayed antithetic behavior controlled by glacio-eustatic variations, confirming that the geochemical composition of these sediments responds to climatic changes during the period. These changes influenced weathering and its products in source areas, highlighting their potential as a tool for intra-basin correlations in these contexts.

Keywords: Elemental Geochemistry; Stable Isotopes; Turbidites

Lista de figuras

Fig. 1 Extraído de Posamentier & Walker (2006), modelo conceitual de fisiografia da Plataforma e bacia profunda, ligadas pelo sistema de cânions e canais, ambientes de deposição de turbiditos	11
Fig. 2 Extraído de Almeida et al., 2022. Mapa da Bacia do Espírito Santo mostrando a fisiografia do talude e sistemas de cânions associados. A área de estudo se encontra disposta ao longo do transecto CANWN.....	13
Fig. 3 Extraído de França (2007), carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo ()......	16
Fig. 4 Carta cronoestratigráfica com ênfase no período Quaternário (International Commission on Stratigraphy, 2023).	18
Fig. 5 Extraído de Lisiecki & Raymo, 2005. Correlação gráfica de 57 amostras bentônicas de $\delta^{18}\text{O}$ distribuídos globalmente. Os estágios marinhos isotópicos (MIS) divididos pelas barras brancas e pretas.....	20
Fig. 6 Exemplar de testemunho extraído pelo método de amostragem à pistão (<i>piston coring</i>) dentro do conjunto de testemunhos do Sistema de Cânions Watu, disponibilizado pela Petrobras.	24
Fig. 7 Mapa de localização dos testemunhos localizados no Sistema de Cânions Watu, com destaque para os testemunhos estudados apontados pelas setas vermelhas.	25
Fig. 8 (A) Amostra fragmentada e pesada com aproximadamente 50 gramas. (B) Diluição da amostra em água deionizada. (C) Ultrassom utilizado para melhor desagregação (D) Peneiras com fração >250 μm , a esquerda, e 125-250 μm a direita.	27
Fig. 9 Stereo Microscópio Zeiss utilizado para coleta dos foraminíferos.	28
Fig. 10 Exemplares de foraminíferos <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> coletados do testemunho GL-640.	31
Fig. 11 Dados elementares do testemunho GL-872 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica	35
Fig. 12 Dados elementares do testemunho GL-752 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.....	37
Fig. 13 Dados elementares do testemunho GL-640 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.....	39

Fig. 14 Dados elementares do testemunho GL-741 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.....	41
Fig. 15 Dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ provenientes de carapaças de <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> plotados em perfil dos testemunhos GL-640, GL-741 e GL-752.....	44
Fig. 16 Lâminas correspondentes ao intervalo 782 m até 777,5 m do testemunho GL-741. (A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia média, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos sub angulosos e sub esféricos. Bioclastos presentes são: carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves (B) Destaque de quartzo, feldspato e bioclastos de alga vermelha, e presença de protomatriz argilosa.	45
Fig. 17 Lâminas correspondentes ao intervalo 777,5 m até 773,25 m do testemunho GL-741. (A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia média, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos angulosos e sub esféricos. Bioclastos presentes são: carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves (B) Destaque para protomatriz argilosa, grãos de alga vermelha e carapaças de foraminífero, esses substituídos possivelmente por fosfato ou glauconita.	46
Fig. 18 Lâminas correspondentes ao intervalo 773,25 m até 767 m do testemunho GL-741. (A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, granulação de argila a areia muito fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e pouco esféricos. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e sub esféricos.	47
Fig. 19 Lâminas correspondentes ao intervalo 902,50 m até 900,75 m do testemunho GL-752. Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de areia fina a areia média, grãos angulosos e com baixa esfericidade, mineralogia de quartzo e feldspato. Presença de litoclastos de argila e bioclastos, esses são, fragmentos de carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves.	48
Fig. 20 Lâminas correspondentes ao intervalo 900,75 m até 900,40 m do testemunho GL-752. Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de areia fina a muito grossa, mineralogia composta majoritariamente por quartzo grãos subangulosos e pouco esféricos. Bioclastos compõem boa parte da rocha, presença de carapaças de foraminíferos (<i>Nummulitidae</i>) e algas vermelhas.	49

Fig. 21 Lâminas correspondentes ao intervalo 900,40 m para 890,5 m do testemunho GL-752.

(A) Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de argila a areia média, ocorrência de litoclastos de argila. A mineralogia é composta por quartzo e feldspato, grãos angulosos e pouco esféricos. Bioclastos descritos são: carapaças de foraminíferos (*Nummulitidae*), fragmentos de algas vermelhas, valvas de bivalves. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia fina, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos angulosos e sub esféricos. 50

Fig. 22 Lâminas correspondentes ao intervalo 890,5 m até 884 m do testemunho GL-752. (A)

Rocha sustentada pela matriz, granulação de argila a areia fina, a mineralogia é composta por quartzo, mica e plagiocásio, essas alongadas e achatadas, grãos angulosos e pouco esféricos. Ocorrem alguns fragmentos de bioclastos como fragmentos de algas vermelhas. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, granulação de argila a areia fina, mineralogia de mica, quartzo e plagiocásio, a primeira ocorre alongadas e achatadas, grãos angulosos e sub esféricos. 51

Fig. 23 Lâminas correspondentes ao intervalo 1380 m até 1377,5 m do testemunho GL-640.

(A) Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina até areia grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e com baixa esfericidade. (B) Rocha sustentada pela matriz, classificada como protomatriz com granulação de areia fina a grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, ocorrem litoclastos de lama e clusters de areia fina. Grãos anguloso e de baixa esfericidade. 52

Fig. 24 Lâminas correspondentes ao intervalo 1377,5 até 1367,5 m do testemunho GL-640. (A)

Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina a média, mineralogia de quartzo, feldspato e mica como acessório, grãos angulosos e sub esféricos, presença de matéria orgânica lenhosa e litoclastos de argila. Ocorrem bioclastos de alga vermelha (B) Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina até areia grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos subangulosos e com baixa esfericidade. Bioclastos de alga vermelha e carapaças de foraminíferos. 53

Fig. 25 Lâminas correspondentes ao intervalo 1367,5 m até 1362 m do testemunho GL-640. (A) Rocha sustentada pela matriz com granulação de areia fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica como acessório, grãos angulosos e sub esféricos. Ocorrem clusters de areia fina por toda lâmina (B) Rocha sustentada pelo arcabouço, com granulação de areia fina a grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica. Grãos são subangulosos e de baixa esfericidade. Com relação a bioclastos, ocorrem algas vermelhas e carapaças de foraminíferos.	54
Fig. 26 Correlação entre dados geoquímicos elementares de Fe/K e ln(K/Al), com as quimiozonas propostas para os testemunhos de GL-741, GL-752, GL-640 e GL-872.....	54
Fig. 27 Adaptado de Lisiecki & Raymo, 2005. Correlação gráfica de 57 amostras bentônicas de $\delta^{18}\text{O}$ distribuídos globalmente, acompanhadas pelo topo dos MIS e das biozonas estudadas, após calibração feita por Costa et al. (2018) nas bacias da Margem Continental Leste.	23
Fig. 28 Inferências entre dados geoquímicos elementares de Fe/K e ln(K/Al), com dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e com a coluna modificada de Lisiecki & Raymo (2005), com biozonas calibradas por Costa et al. (2018), para os testemunhos de GL-741, GL-752 e GL-640.	

Lista de tabelas

Tabela 1: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-872.....	32
Tabela 2: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-752.....	32
Tabela 3: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-741.....	33
Tabela 5: Dados referentes às análises de $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos GL-741, GL-752, GL-872 e GL-640	42

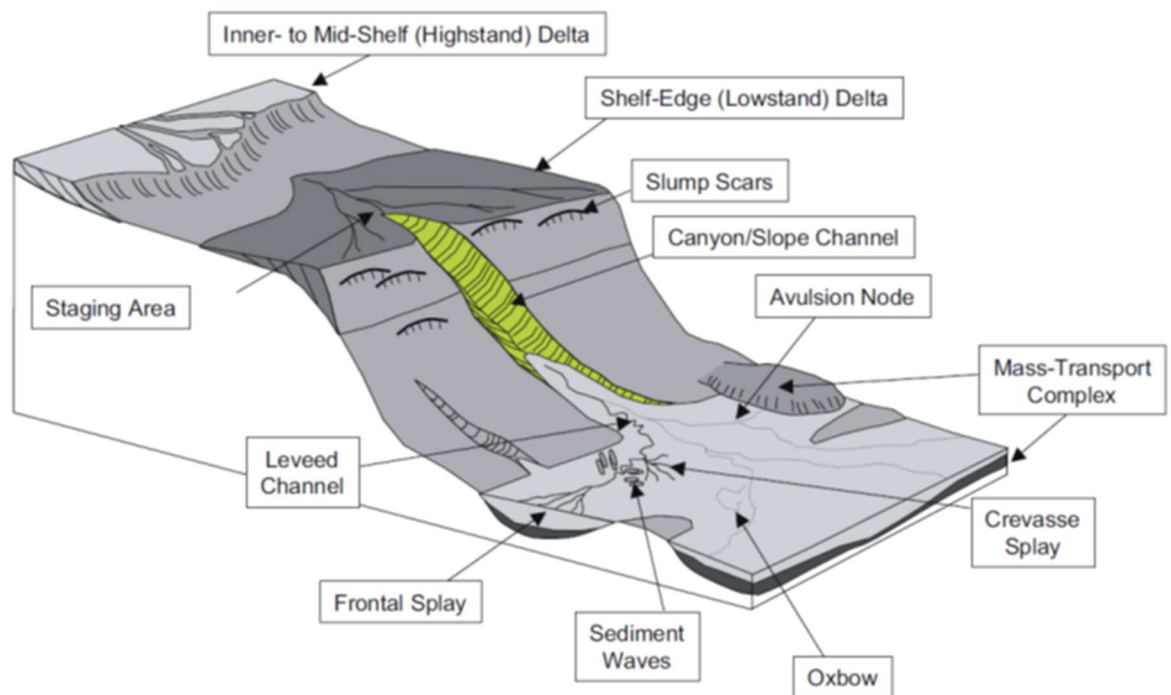
SUMÁRIO

1. Introdução	11
2. Objetivos.....	13
3. Revisão bibliográfica	14
3.1 Geologia Regional e Local	14
3.2 Geologia do Quaternário	17
3.3 Isótopos estáveis	18
3.4 Geoquímica elementar e índices de alteração intempérica.....	21
4. Materiais e Métodos	23
4.1 Base cronoestratigráfica	23
4.2 Amostragem dos testemunhos.....	24
4.3 Preparação mecânica para separação dos foraminíferos	26
4.4 Análises isotópicas de oxigênio em foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}$)	27
4.5 Análises geoquímicas elementares por microfluorescência de Raios-X.....	30
4.6 Análises petrográficas.....	30
5. Resultados	31
5.1 Análises de $\delta^{18}\text{O}$	31
5.2 Dados de geoquímica elementar.....	31
5.3 Dados isotópicos de oxigênio em foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}$).....	42
5.4 Caracterização faciológica.....	45
6. Discussões	55
6.1 Implicações faciológica	55
6.2 Quimiozoneamento por geoquímica elementar	55
6.3 Calibração das quimiozonas com curvas isotópicas de oxigênio (MIS)	59
7. Conclusões	63
Referências Bibliográficas	64

1. Introdução

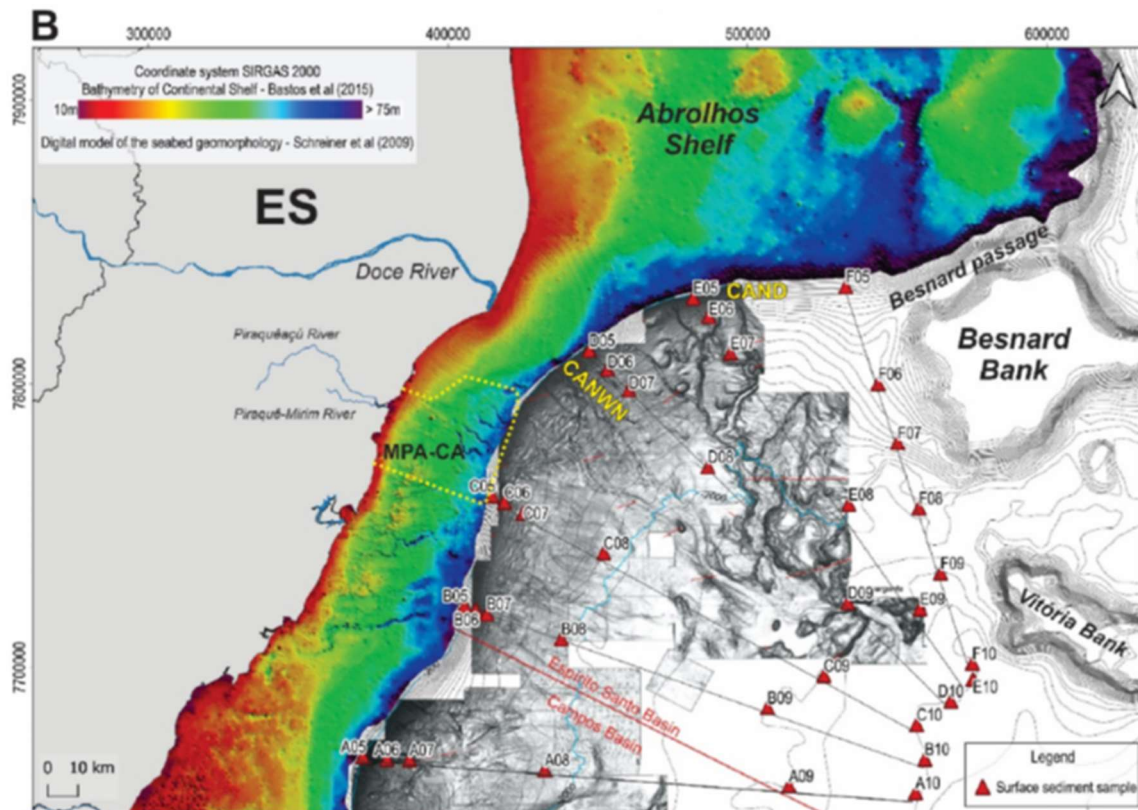
Turbiditos são depósitos sedimentares gerados por correntes de turbidez, principalmente ao longo de taludes e planícies abissais em bacias marinhas-oceânicas, compostos desde camadas individuais pouco espessas até grandes leques submarinos com volume que pode atingir a ordem de milhões de quilômetros cúbicos (Posamentier e Walker, 2006; Fig. 1). As correntes de turbidez responsáveis por esse tipo de depósito são subtipos específicos de correntes de densidade, na qual a alta densidade é resultado de sedimentos em suspensão em um fluxo turbulento gerado e mantido pelo movimento ao longo do talude (alto gradiente batimétrico). Essas correntes são responsáveis por levar sedimentos arenosos a um ambiente de sedimentação fina, de baixa energia, o que torna estes depósitos potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, devido a alta permo-porosidade de fácies arenosas em meio a rochas sedimentares selantes. No contexto nacional, os depósitos turbidíticos são responsáveis ainda por 40% da produção, e representam a maior parte do volume histórico produzido pelo Brasil (Bruhn 2021).

Fig. 1 Extraído de Posamentier & Walker (2006), modelo conceitual de fisiografia da Plataforma e Bacia profunda, ligadas pelo sistema de cânions e canais, ambientes de deposição de turbiditos.



O presente estudo investigou o Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo, sudeste brasileiro (Fig. 2), de idade Pleistoceno-Holoceno. Por meio de análises de geoquímica elementar nos sedimentos siliciclásticos para definição de quimiozonas e isotópicas de ^{18}O em carapaças de foraminíferos, será realizado o estudo de quimioestratigrafia para correlações intrabaciais e inferências paleoambientais relacionadas aos ciclos glaciais interglaciais do período Quaternário. Este estudo está inserido nas atividades desenvolvidas no âmbito do projeto de PD&I “Modelagem numérica de processos deposicionais relacionados a fluxos gravitacionais em ambiente marinho profundo”, convênio UNESP-PETROBRAS, nº 0050.0121064.22.9 / SAP 4600665934 – Processo 2022/00013-4, cuja condução central está sob responsabilidade do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo – UNESPetro/IGCE/UNESP, fazendo parte do subgrupo “Estudos Complementares”, coordenado pelo orientador, visando dar subsídios para correlações estratigráficas e proveniência dos intervalos arenosos nas modelagens dos fluxos turbidíticos na bacia. Na escala exploratória, o estudo se insere no contexto das novas fronteiras da Margem Equatorial Continental, com potenciais acumulações petrolíferas em reservatórios turbidíticos cretáceos, como os recentemente descobertos na região de águas profundas da Bacia de Sergipe (EPBR, 2019).

Fig. 2 Extraído de Almeida et al., 2022. Mapa da Bacia do Espírito Santo mostrando a fisiografia do talude e sistemas de cânions associados. A área de estudo se encontra disposta ao longo do transecto CANWN.



2. Objetivos

O presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) teve como principais objetivos:

- i. Utilizar geoquímica isotópica e elementar para proposição de curvas-chave para correlações intrabaciais de sucessões siliciclásticas portadoras de depósitos turbidíticos, integrando-se com dados bioestratigráficos já disponíveis;
- ii. Definição de quimiozonas a partir das curvas de geoquímica elementar e a comparação com dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ para estimar as idades desses intervalos.

3. Revisão bibliográfica

3.1 Geologia Regional e Local

A evolução das bacias de margem continental está intimamente ligada ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana. Esse fenômeno resultou na formação de dois domínios principais: as bacias de margem leste e margem norte (equatorial) (Ponte e Asmus, 2004). A distinção entre esses domínios é estabelecida com base na estratigrafia, tectônica e estrutural relacionada às bacias. Em relação ao regime tectônico, as margens continentais podem ser classificadas como distensionais (margem leste) ou oblíquas e transformantes (margem norte, ou equatorial) (Nemčok et al., 2016a).

A sedimentação é controlada por aspectos de subsidência tectônica, variação eustática e aporte sedimentar. Para a subsidência tectônica, McKenzie (1978) estabeleceu em seu modelo de ampla aceitação, uma fase de extensão inicial, com afinamento litosférico e ascensão passiva da astenosfera, resultante em subsidência. Dessa maneira, a bacia formada ocorre em duas etapas: subsidência inicial (fase rifte) e de subsidência térmica (fase pós-rifte). A primeira, formada devido a distinção e substituição de material menos denso da crosta para mais denso do manto; e a segunda, resultado do resfriamento e contração térmica litosférica. O nível eustático, por sua vez, é estabelecido pelo rifteamento e entrada de água na bacia, enquanto o aporte sedimentar está relacionado a fatores ambientais e climáticos, esses vão ter influência na disponibilidade de nutrientes para a bacia e também na precipitação de carbonatos e evaporitos.

Com relação à área de estudo, a Bacia do Espírito Santo compõe uma das 11 bacias da Margem Continental Leste, e é dividida em três fases principais (Ponte et al., 1978., Ponte e Asmus, 2004):

- i. Fase rifte, que compreende as idades Hauteriviano, Valanginiano, Berriasiano e eoaptiana, com domínio de ambiente lacustre e contribuição fluvial e aluvial das bordas do falhamento, com deposição de coquinas e outros carbonatos. Além disso, conglomerados sintectônicos de bordas de falhas e rochas vulcânicas relacionadas aos pulsos tectônicos do rifteamento.
- ii. Fase pós-rifte ou rifte-sag, restrito ao Neoaptiano, representada por sedimentação siliciclástica, carbonática e evaporítica, formadas pelas primeiras incursões marinhas na bacia, assentadas discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano.
- iii. Fase drifte, de idade albiana até os dias atuais, representa a maior espessura sedimentar da bacia, sendo dividida em uma seção marinha transgressiva, e uma marinha transgressiva-regressiva. Em águas profundas e ultraprofundas essa seção apresenta sistemas petrolíferos comprovados e plays já estabelecidos.

A carta estratigráfica (Fig. 3) mais atualizada foi elaborada por França (2007).

A Bacia do Espírito Santo está presente tanto nas porções terrestres quanto submarinas da plataforma continental do estado do Espírito Santo, com cerca de 41.500 km² e limites com a Bacia de Campos a sul, através do alto de Vitória, e a norte com a Bacia de Mucuri. A largura da plataforma varia, sendo mais delgada na porção do complexo vulcânico de Abrolhos de idade paleogênica e mais larga próximo ao norte do Rio Doce. Essa variação na largura da plataforma continental é uma das variações que distinguem a Bacia do Espírito Santo das demais bacias brasileiras. Além da largura, outros fatores de destaque na evolução desta bacia são: mudanças no regime de sedimentação, alterações na orientação da quebra da plataforma e estruturas morfológicas complexas no declive foram formadas devido a flutuações do nível do mar em tempo geológico (Schreiner et al., 2008; Bastos et al., 2015).

Com relação a morfologia dos fundos, fatores pertinentes para o padrão do fundo se apresentam como: variação do nível do mar, remobilização dos sedimentos, correntes de contorno e sistemas turbidíticos, esses associados e a descarga fluvial e a tectônica do sal, moldando, além da Bacia do Espírito Santo, o Norte da Bacia de Santos (Schreiner et al., 2008, 2009). Outro aspecto presente é o denso sistema de drenagens submarinas, com os depósitos turbidíticos estudados inseridos no sistema de cânions submarinos do Watu, próximo à foz do Rio Doce (Almeida et al., 2022). Durante o Holoceno, a sedimentação por processos de deposição gravitacional foi interrompida devido a elevação do nível do mar, dessa maneira, houve predomínio de sedimentação hemipelágica marcada por margas e vazas de organismos planctônicos (Vicalvi & Kowsmann, 2006). Na atualidade, as águas da Bacia do Espírito Santo são quentes, salinas e pobre em nutrientes, sendo dominadas pela corrente do Brasil, para o Sul, que flui e se associa com o Giro subtropical do Atlântico Sul (Stramma et al., 1990; Stramma & England, 1999; Campos et al., 2000; Almeida et al., 2022).

3.2 Geologia do Quaternário

O período do Quaternário (Fig. 4) compreende o Pleistoceno, idade de 2.58 Ma a 0.0117 Ma, e o Holoceno, idade de 0.0117 Ma até o presente (*International Commission on Stratigraphy*, 2023). Durante esse curto período, a Terra sofreu com diversas alterações e perturbações climáticas e diferenças no nível eustático global. Entre 2-0,9 Ma é notada uma ciclicidade sedimentar de 41 mil anos associada à contração e expansão das calotas de gelo, enquanto os últimos 0,9 Ma mostraram uma periodicidade de 100 mil anos (Williams et al., 1998). Esse processo é controlado pelos ciclos de Milankovitch, que indicam que as glaciações ocorrem quando o verão ocorre no afélio (distância maior entre Terra e Sol), quando a

excentricidade é máxima (maior distância possível entre Terra e Sol) e quando a obliquidade é baixa (contraste latitudinal é maior, com diferença mínima entre verão e inverno) (Berner, 1980).

Dessa maneira, dada a alta disparidade dentro do período, a reconstrução desses ciclos e alterações climáticas se mostra necessária. Para a medição dessas perturbações, e dos ciclos relacionadas a elas, o registro sedimentar se torna crucial para a reconstrução desses ambientes, já que a acreção em camadas dos sedimentos nos ambientes lacustres, costeiros e marinhos cataloga a condição ambiental para sua deposição (Bradley, 2015). Enquanto os sedimentos em ambientes terrestres passam por má preservação, devido ao intemperismo físico-químico, erosão e interferência humana, enquanto os sedimentos marinhos se demonstram mais eficientes para a reconstrução dos paleoambientes (Calvert & Pedersen, 2007). Gornitz (2008) estabelece seis divisões de métodos para a reconstrução do paleoambiente, entre eles, o estudo de microfósseis, isótopos estáveis (método utilizado nesse estudo), isótopos radiogênicos, compostos biogênicos, estudos sedimentológicos e elementares (também aplicado no presente estudo).

Fig. 4 Carta cronoestratigráfica com ênfase no período Quaternário (International Commission on Stratigraphy, 2023).

Quaternary	Holocene	U/L	Meghalayan	present
		M	Northgrippian	0.0042
		L/E	Greenlandian	0.0082
	Pleistocene	U/L	<i>Upper</i>	0.0117
		M	Chibanian	0.129
		L/E	Calabrian	0.774
			Gelasian	1.80
				2.58

3.3 Isótopos estáveis

Tratando-se de matrizes sedimentares siliciclásticas no presente estudo, a análise isotópica de oxigênio (e carbono) é feita somente em carapaças de foraminíferos. Esses estudos surgiram com as bases criadas por Urey (1947) quando descreveu e cálculos propriedade termodinâmicas e o fracionamento de isótopos. Concomitantemente, Alfred Nier (1947) desenvolveu técnicas de espectrometria de massa para medições de diferenças mínimas em

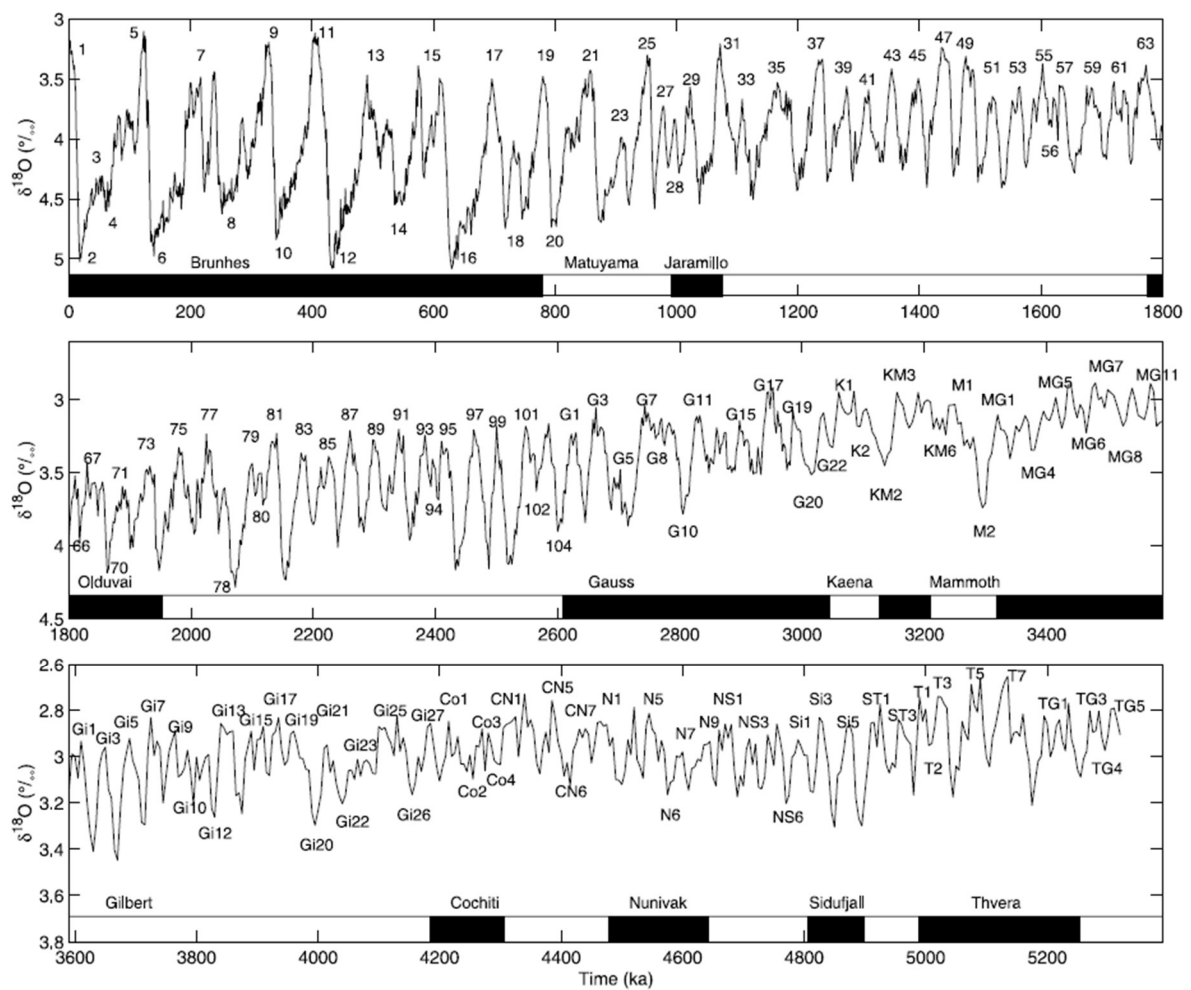
composições isotópicas de compostos naturais. Emiliani (1955) foi o primeiro a utilizar a paleotermometria do oxigênio isotópico utilizando carapaças de foraminíferos de sedimentos marinhos profundos para a reconstrução das oscilações glaciais e interglaciais do clima no registro do Pleistoceno superior. Ainda que as mudanças de temperatura tenham sido superestimadas por não levar em conta mudanças isotópicas de oxigênio da água do mar associadas ao fracionamento por evaporação, foi o primeiro a alinhar os registros isotópicos com as teorias de Milankovitch, em função dos ciclos orbitais (Emiliani & Geiss, 1959).

Dessa maneira, os estudos evoluíram, e nos anos de 1960, com processos de fracionamento isotópico dentro do ciclo hidrológico (Craig, 1981 & Dansgaard 1964), Shackleton revisou a interpretação de Emiliani. Assim, concluiu-se que as variações dos períodos glaciais e interglaciais nos registros isotópicos de oxigênio foram influenciadas pela composição isotópica da água do mar e não por sua temperatura. O fracionamento dos isótopos de oxigênio está ligado aos processos de evaporação, já que, em condições de equilíbrio termodinâmico (por conta das diferenças entre os níveis de energias vibracionais) o isótopo pesado se enriquece na fase sólida. Logo, é gerada uma relação de quanto menor temperatura, maior fracionamento de ^{18}O e ^{16}O , com minerais carbonáticos menos enriquecidos no isótopo leve. A evaporação, uma reação em desequilíbrio termodinâmico, leva a concentração de isótopo leve ^{16}O no vapor, já que a molécula de água com ^{16}O apresenta uma pressão vapor menor, resultando em um enriquecimento do meio aquoso com ^{18}O (Faure, 1986).

As flutuações das curvas de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos durante o Quaternário são relacionadas aos ciclos de glaciação, esses, controlados pela a variação do volume de gelo continental (Hoefs, 2009; Shackleton & Opdyke, 1977). Pode ser visto pelos sedimentos de fundo que registram essas mudanças na composição química da água, e seu controle pelo volume de gelo. Com relação ao vapor, conforme seu avanço rumo ao interior dos continentes e latitudes mais elevadas são alcançadas, ele se torna mais enriquecido em ^{16}O com baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Consequentemente, o gelo continental terá menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ (composições isotopicamente mais leves) em relação a composição oceânica, devido a esses herdarem a composição da fase evaporada dos oceanos, posteriormente condensada e solidificada. Desta forma, em curvas isotópicas obtidas a partir de testemunhos marinhos, períodos glaciais apresentam intervalos de maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$, dado o acúmulo de gelo nos continentes, enquanto os interglaciais apresentam menores valores de $\delta^{18}\text{O}$, associado ao degelo e mistura de águas isotopicamente mais leves oriundas dos continentes.

A partir de 1970, o conceito de estágios isotópicos marinhos (utilizado pela primeira vez por Emiliani, 1955) surgiu como ferramenta estratigráfica básica (Shackleton & Opdyke, 1973). Dessa maneira, possibilitou a medição da composição isotópica do oxigênio e carbono em foraminíferos, tornando a técnica eficaz para subdivisão do Quaternário e correlação estratigráfica com potencial cronoestratigráfico neste intervalo de tempo (Lisiecki & Raymo, 2005) (Fig. 5).

Fig. 5 Extraído de Lisiecki & Raymo, 2005. Correlação gráfica de 57 amostras bentônicas de $\delta^{18}\text{O}$ distribuídos globalmente. Os estágios marinhos isotópicos (MIS) divididos pelas barras brancas e pretas.



3.4. Geoquímica elementar e índices de alteração intempérica

A aplicação de razões entre concentrações de elementos presentes nos sedimentos como ferramenta de proveniência e correlação se baseia nas variações composicionais (mineralógicas), controladas pelo nível relativo do mar e pela precipitação continental (i.e., forçantes climáticas; Milliman & Meade, 1983), que altera as composições totais e as proporções de sedimentos provenientes de setores fisiográficos diferentes em uma bacia sedimentar. Em termos práticos, trata-se de um método cada vez mais aplicado devido ao baixo custo e rapidez nas aquisições, decorrentes dos avanços em técnicas de análise por Fluorescência de Raios-X portátil (FRX), a qual permite a leitura das composições elementares in loco e de forma não-destrutiva (Govin et al., 2012 e referências citadas).

Razões elementares são aplicadas em detrimento a concentrações absolutas de elementos individuais principalmente devido à menor sensibilidade de efeitos de diluição e vieses mineralógicos/granulométricos e para se atenuar as interpretações controversas pelo uso de elementos individuais, que terão sua interpretação variando em função da geologia local das áreas fontes e particularidades climáticas. As razões mais utilizadas são Fe/Ca, Ti/Ca, Fe/K e Al/Si, sendo que elementos como Fe e Ti são frequentemente associados aos componentes siliciclásticos terrígenos, enquanto elementos como Ca representam frações autigênicas, como carbonatos (e.g. Jansen et al., 1998; Bozzano et al., 2002). De forma mais específica, os elementos podem ser associados a regimes intempéricos, a depender das condições climáticas da região estudada. Por exemplo, em testemunhos marinhos, provenientes de regiões tropicais úmidas, o componente Fe pode ser interpretado como proveniente de partículas oriundas de solos altamente intemperizados e que são transportadas até o ambiente marinho, enquanto K pode derivar de feldspatos potássicos ou ilitas, por sua vez, representativos de baixas taxas de intemperismo químico (Zabel et al., 2001). Dessa forma, razões Fe/K poderiam dar indícios de mudanças de regimes de intemperismo em função do clima e/ou mudanças de áreas fonte em um local de amostragem (e.g., Mülitz et al., 2008). Já a razão expressa por $\ln(K/Al)$ representa o potássio, mais lábil e retirado em condições de alto intemperismo, sendo rapidamente transferido para argilominerais em climas úmidos, e o alumínio, mais refratário e residual na rocha alterada, onde a razão é usualmente expressa em logaritmo para acentuar as variações e facilitar a análise.

Associados às razões elementares, os índices de alteração intempérica também são aplicados para o estudo da intensidade do intemperismo (Banerji et al., 2022), entre eles os mais utilizados são os índices de alteração química (CIA), de alteração dos plagioclásios (PIA), de intensidade do intemperismo químico (CIW), os quais também são pautados da relação entre elementos associados à fases minerais mais lábeis (e.g., Ca, Na, K) em relação àqueles associados às fases mais refratárias ao intemperismo (e.g., Al, Fe). Esses, não foram utilizados no estudo, pois a maioria necessita a utilização do sódio (Na), que tem sua leitura muito dificultada em métodos de FRX por EDS, devido a ser um elemento leve e com baixa energia de emissão de raios-X.

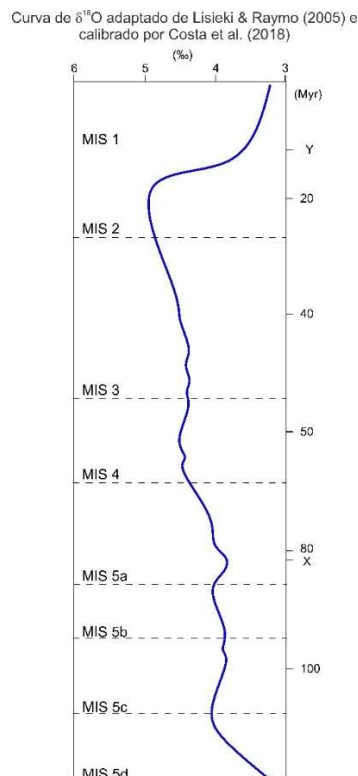
4. Materiais e Métodos

4.1 Base cronoestratigráfica

Para as correlações cronoestratigráficas, o perfil isotópico global proposto por Lisiecki e Raymo (2005) foi adaptado em perfil, englobando apenas os Estágios Marinhos isotópicos de interesse. Esse perfil possui visualização de eixo invertido, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ em permil (‰) no eixo X, indo de 6 a 3 ‰, e idades em milhares de anos (Myr) no eixo Y indo de 130 myr até o recente (Fig. 6). Para correlação do perfil global, foi utilizado a calibração proposta por Costa et al. (2018) para as bacias da Margem Continental Leste brasileiras, englobando os topos das biozonas X e Y propostos por Vicalvi (1999). Essas, apresentam uma maneira de subdividir o Quaternário superior contemplando os períodos Pleistoceno (representados pela biozona W, X e Y) e Holoceno (biozona Z). Ademais, as biozonas ainda possuem subdivisões, representados nesse estudo por Y1A e Y1B.

Temporalmente, Vicalvi também definiu idades para cada uma das zonas, sendo: Zona W (165 a 127 Myr), Zona X (127 a 84 Myr), Zona Y (84 a 11 Myr) e Zona Z (11 ao recente Myr). As análises foram feitas em carapaças de foraminíferos bentônicos de diversas espécies, em 1306 amostras de 26 testemunhos coletados na Bacia de Campos pelo método de *Piston Core*.

Fig. 6 Adaptado de Lisiecki & Raymo, 2005. Correlação gráfica de 57 amostras bentônicas de $\delta^{18}\text{O}$ distribuídos globalmente, acompanhadas pelo topo dos MIS e das biozonas estudadas, após calibração feita por Costa et al. (2018) nas bacias da Margem Continental Leste.



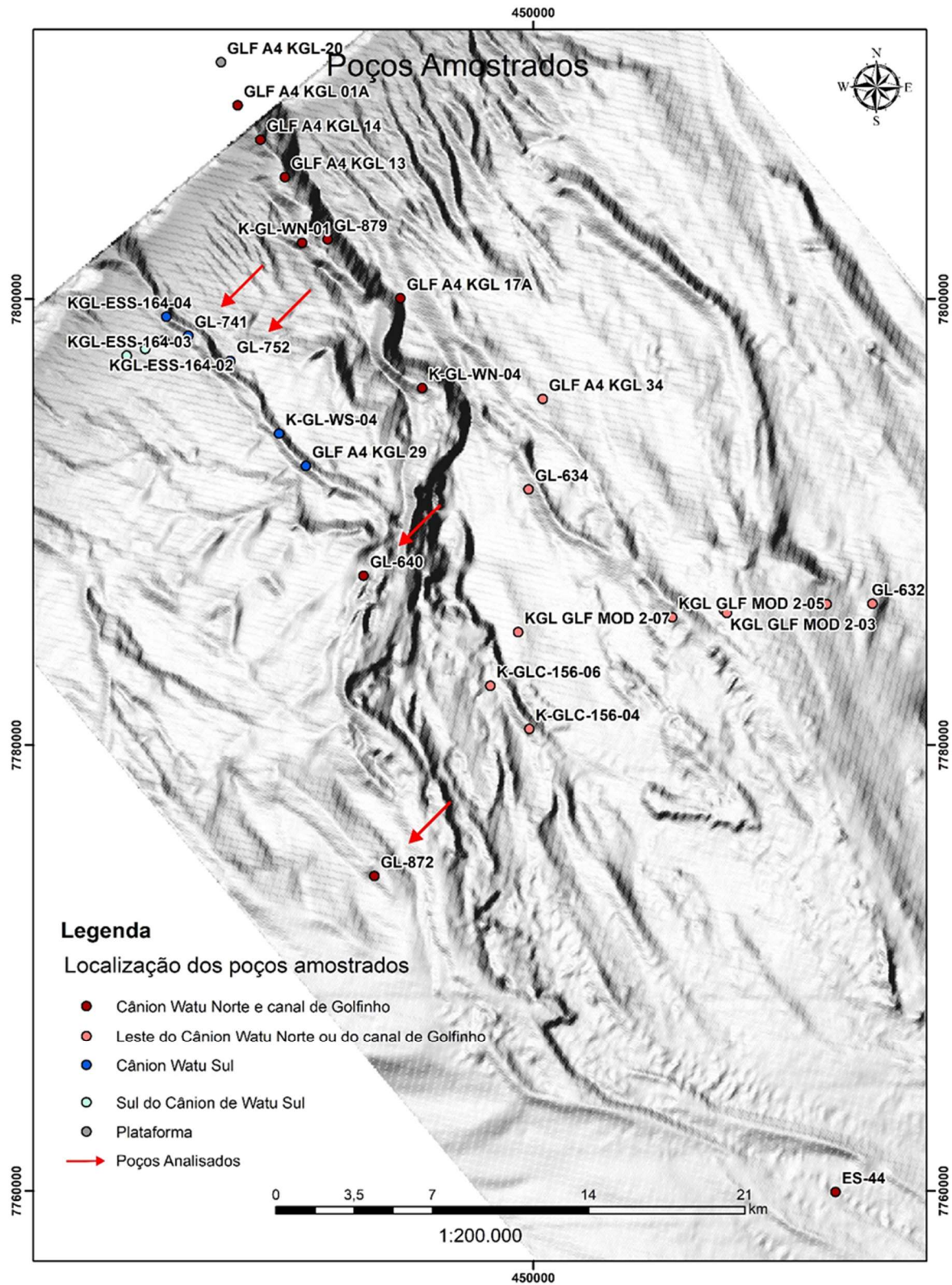
4.2 Amostragem dos testemunhos

As amostras foram obtidas a partir de testemunhos perfurados pela Petrobras provenientes de *piston cores* (Fig. 7) perfurados ao longo do sistema de Cânions Watu (Fig. 8), compreendendo a região de margem de plataforma, sopé do talude e talude da Bacia do Espírito Santo. Os testemunhos abordados se encontram armazenados no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da Petrobras (CENPES/PETROBRAS) e foram amostrados em dezembro de 2023. A descrição dos testemunhos foi feita durante a perfuração e revisada pela equipe de sedimentologia no âmbito do projeto maior, compreendendo análise granulométrica visual e constituintes mineralógicos. A amostragem foi realizada em intervalos regulares, variando de 15 a 30 cm com coleta de aproximadamente 100 gramas de material para análises de bioestratigrafia, quimioestratigrafia e proveniência. Os 4 testemunhos analisados no estudo são: GL-872 com 55 amostras, GL-741 com 48 amostras, GL-640 com 64 amostras e GL-752 com 61 amostras. Todas as amostras foram utilizadas para as análises de geoquímica elementar, diferentemente das análise isotópica, devido a falta de presença de foraminíferos em algumas porções do testemunho.

Fig. 7 Exemplar de um testemunho não definido extraído pelo método de amostragem à pistão (*piston coring*) dentro do conjunto de testemunhos do Sistema de Cânions Watu, disponibilizado pela Petrobras.



Fig. 8 Mapa de localização dos testemunhos localizados no Sistema de Cânions Watu, com destaque para os testemunhos estudados apontados pelas setas vermelhas.

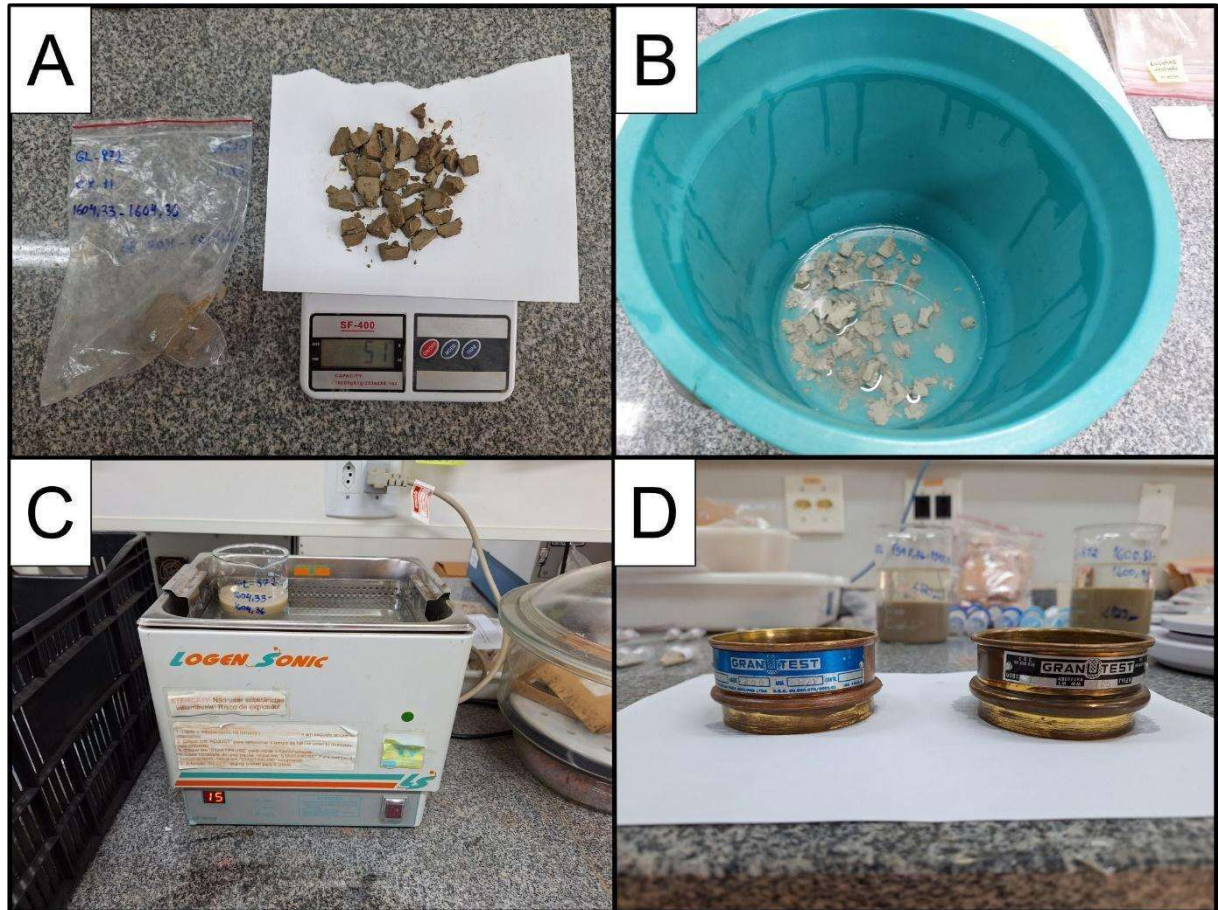


4.3 Preparação mecânica para separação dos foraminíferos

O processo de preparação das amostras dos sedimentos dos testemunhos GL-640, GL-752 e GL-741, para a separação de foraminíferos envolve uma série de etapas. Inicialmente, são separados cerca de 50g de amostra (Fig 9 A), reservando uma quantidade adequada para análises adicionais (FRX e outras análises). Dois béqueres grandes são separados para cada amostra a ser preparada, identificando-os com testemunho e profundidade (nome da amostra). Em um balde limpo (lavado com água e detergente, e enxaguado com água deionizada), desfragmenta-se a amostra em cerca de 200 mL de água deionizada (Fig 9 B). Depois desse processo, transfere-se o material para o béquer para ser deixado por 15 minutos em banho no ultrassom visando desfragmentar torrões de argila (Fig 9 C).

Após o tempo no ultrassom, são montadas duas peneiras de 250 e 125 μm (Fig 9 D), para peneiramento do material desfragmentado em água. São coletadas três frações: $> 250 \mu\text{m}$, 250-150 μm e $< 125 \mu\text{m}$. Os foraminíferos são preferencialmente coletados na fração maior que 250 μm , visando-se os espécimes adultos.

Fig. 9 (A) Amostra fragmentada e pesada com aproximadamente 50 gramas. (B) Diluição da amostra em água deionizada. (C) Ultrassom utilizado para melhor desagregação (D) Peneiras com fração >250 μm , a esquerda, e 125-250 μm a direita.



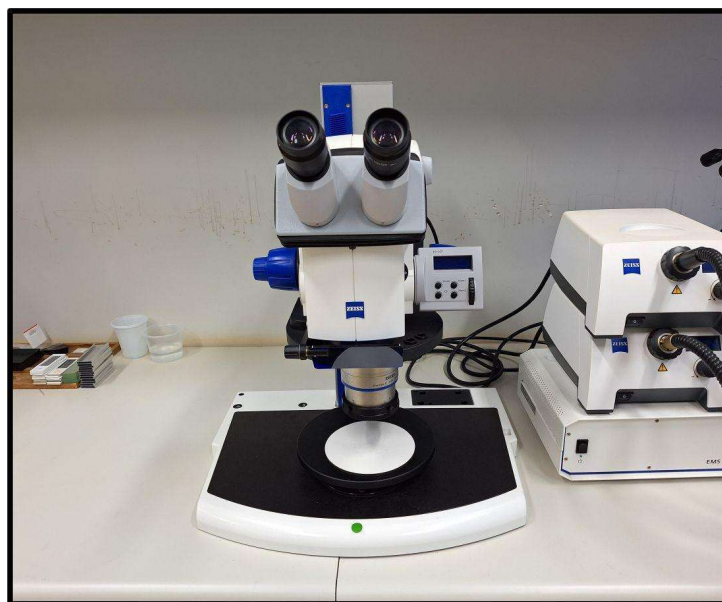
4.4 Análises isotópicas de oxigênio em foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}$)

Para a coleta dos foraminíferos, devido a maior quantidade e maior tamanho dos espécimes, é utilizado a fração granulométrica de >250 μm . Seguindo a ordem da coleta do topo para a base das amostras, é preferível, caso seja possível, a coleta dos espécimes maiores e mais íntegros. Em uma placa preta limpa, uma quantidade pequena de amostra é derramada cuidadosamente, essa é analisada por meio do Stereo Microscópio Zeiss (Fig. 10). O processo é repetido até se encontrar oito foraminíferos, quantidade necessária para a análise. Devido aos efeitos vitais, processos de vida dos foraminíferos, como preferência por certos micro-habitat, diferenças morfológicas nas carapaças de acordo com o ciclo de vida e associação ao fracionamento biológico no processo de biomineralização, podem afetar a variação do isótopo $\delta^{18}\text{O}$ (Zeeb *et al.* 1999), convencionou-se trabalhar com uma espécie ao longo de toda a seção. O foraminífero bentônico *Cibicidoides wuellerstorfi* foi escolhido devido à grande diversidade de curvas chave disponíveis na literatura, e também, por ser a espécie utilizada na curva

isotópica global proposta por Lisiecki & Raymo, 2005. Os espécimes de *Cibicidoides wuellerstorfi* foram triados para 3 dos 4 testemunhos, sendo esses: GL-640 com 24 amostras, GL-741 com 28 amostras e GL-752 com 30 amostras. O Testemunho GL-872 não foi alvo da triagem devido a baixa presença da espécie escolhida e por não possuir influência dos canais apresentados, localizado no domínio de bacia sob sedimentação hemipelágica. Este último testemunho foi amostrado para ser o balizador das tendências com conotação temporal, desconsiderando misturas temporais que possam ocorrer nos ambientes do sistema turbidítico representados pelos demais testemunhos aqui estudados.

Vale ressaltar que uma espécie bentônica foi contemplada devido a necessidade de coleta de menos unidades para a análise (8 foraminíferos) em comparação a espécies planctônicas (30 foraminíferos), essa diferença de quantidade se deve ao maior tamanho dos espécimes bentônicos. Também pela maior acurácia das análises já que esses espécimes vivem no substrato, sendo mais utilizados para reconstrução paleoambiental, enquanto planctônicos fornecem mais informações relacionadas à paleoceanografia (Armstrong & Brasier, 2005). Ao fim do processo, as amostras mais didáticas são escolhidas e fotografadas com o Stereo Microscópio Zeiss com câmera. A ampliação é de 70x e a escala 1 milímetro.

Fig. 10 Stereo Microscópio Zeiss utilizado para coleta dos foraminíferos.



Após coletada as amostras, as determinações de $\delta^{18}\text{O}$ foram feitas no Laboratório de Paleoceanografia e Paleoclimatologia, Escola de Artes, Ciências e Humanidades – EACH da Universidade de São Paulo (USP). Os equipamentos utilizados para análise foram um espectrômetro de massa de razão isotópica (IRMS) Thermo Fisher Scientific MAT253, esse

acoplado a um dispositivo de preparação de carbonatos Thermo Fisher Scientific Kiel IV. O aparelho foi configurado de acordo com Crivellari et al. (2021), e a análise é feita por meio da medida do IRMS da composição isotópica do CO_2 que é gerado pela reação entre o carbonato presente na amostra e o ácido ortofosfórico à temperatura de 70°C . Dessa maneira, as medições calibradas com análises repetidas do material de referência SHP2L, que são usados como padrão de trabalho interno (Crivellari et al., 2021). Já a calibração do SHP2L é feita contra o material de referência internacional NBS19, com valores da escala VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). A precisão analítica foi melhor que $0,061\text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ ($\pm 1\text{ s}$, $n = 37$).

4.5 Análises geoquímicas elementares por microfluorescência de Raios-X

A preparação de amostras para geoquímica de Fluorescência de Raio X (FRX) se inicia com a pesagem de 10 gramas de amostra bruta para ser moída em um moinho de anéis por 1 minuto. Após a moagem, a amostra é recolhida e são pesados cerca de $8,0000 \pm 0,0005$ g de amostra, misturadas a $1,5000 \pm 0,0005$ g de cera para dar coesão durante a confecção da pastilha prensada. Homogeneizadas a cera e a amostra, $3,5000 \pm 0,0005$ g de ácido bórico são colocados na prensa, sobreposto pela mistura de amostra e cera, para confecção final da pastilha prensada.

As análises de elementos maiores foram realizadas por meio da técnica de microfluorescência de raios-X no espectrômetro Bruker M4 Tornado, no laboratório de Radiação Ionizantes – LARIN do UNESPetro. As pastilhas foram lidas em condições de vácuo em uma área delimitada de 1cm x 1cm, com tempo de contagem de 100 milissegundos por ponto e resolução de 280µm nos pontos de análise, sob tensão de 50kV e 600µA de corrente, com um *dead time* de 30% abaixo do detector. O equipamento foi calibrado com padrões para ajustar os picos de dispersão de energias de raios-X, a reprodutibilidade medida por meio de análises em duplicatas, com e variação mínima de 1,62% para Ti e 3,48% para Si. A acurácia foi verificada por meio de materiais de referência, sendo abaixo de 1,3%.

4.6 Análises petrográficas

Para a análise petrográficas foram amostrados os testemunhos GL-640, GL-741 e GL-752 com o objetivo de maior detalhamento das análises granulométrica e mineralógica. Enquanto GL-640, possui a maior importância devido ao seu posicionamento à jusante da confluência entre os canais Watu Norte e Watu Sul, dessa maneira sendo o mais amostrado com 12 lâminas delgadas, seguido por GL-752 com 7 lâminas e por fim, GL-741 com 5 lâminas. A coleta buscou intervalos significativos visando-se estudar petrograficamente as diferentes fácies descritas na análise macroscópica. As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação de Rochas Sedimentares – LLAMIN no Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro/IGCE/UNESP. Vale ressaltar que devido ao material ser composto por sedimento inconsolidado é necessário a impregnação da amostra com bálsamo para fazer o corte da rocha.

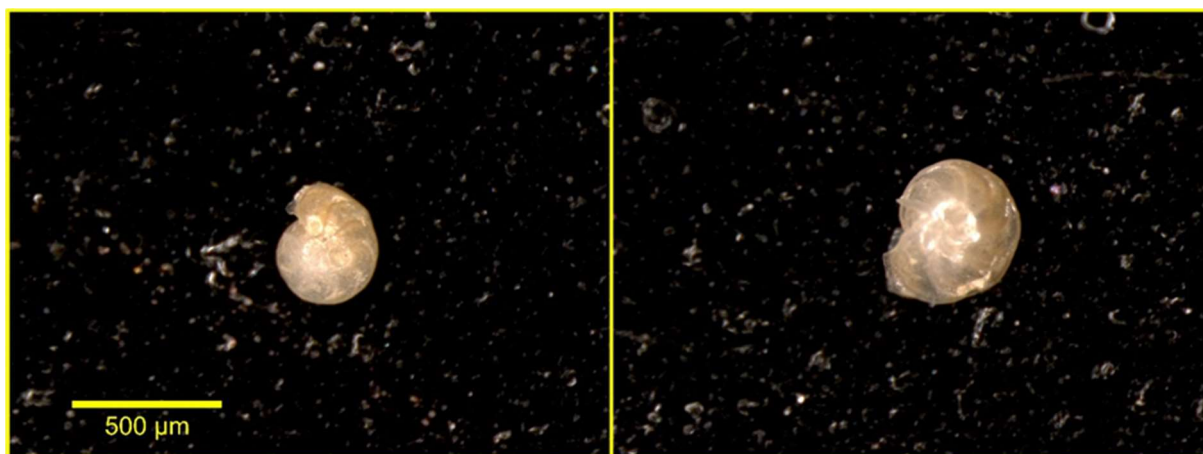
Com isso, para as amostras arenosas, houve perda de características deposicionais de petrotrama, como estrutura interna, segregação granular, etc., sendo o estudo focado em critérios de maturidade textural e mineralógica (seleção, arredondamento, esfericidade, mineralogia). As descrições microscópicas foram realizadas por meio de microscópio Axio Imager.A2 Zeiss com câmera dentro do Laboratório de Microscopia Óptica e Fotomicrografia – LMOF no UNESPetro.

5. Resultados

5.1. Análises de $\delta^{18}\text{O}$

Com os foraminíferos triados, essas amostras foram enviadas para o Laboratório de Paleoclimatologia e Paleoceanografia da Escola de Artes, Ciências e Humanidades (EACH) da USP para análises isotópicas de C e O, com esses dados, é possível fazer a integração juntamente com os dados de geoquímica elementar por Fluorescência de Raio X (FRX), dados petrográficos, fácies sedimentares e análises estatísticas. Foram triadas as 24 amostras do testemunho GL-640 e coletados 8 exemplares, de cada amostra, de *Cibicidoides wuellerstorfi* (Fig. 11); e nos testemunhos GL-741 e GL-752 foram triadas 28 e 30 amostras, respectivamente, com 8 exemplares por amostra, totalizando assim, respectivamente 192, 224 e 240 foraminíferos.

Fig. 11 Exemplares de foraminíferos *Cibicidoides wuellerstorfi* coletados do testemunho GL-640.



5.2. Dados de geoquímica elementar

As seções litoestratigráficas foram relacionadas com as análises geoquímicas por FRX por meio das razões Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$. Estes dados são úteis para avaliação da intensidade de intemperismo na área-fonte dos sedimentos. Vale ressaltar que o uso dessas razões é independente de fácies, já que, a ferramenta é de controle alogênico, como por exemplo a

granulometria, como visto por Macpherson (1958), que obteve mesma leitura de elementos traços para argilas, xistos de baixo grau e grauvacas.

Os três perfis apresentam excursões (variações) com potencial para um zoneamento quimioestratigráfico que possa ser utilizado para correlações com os demais testemunhos no âmbito do projeto maior no qual esta monografia está associada. A seguir, as Tabelas 1 a 4 apresentam parâmetros estatísticos descritivos dos resultados geoquímicos para os testemunhos estudados.

Tabela 1: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-872.

GL-872	Fe/K	ln(K/Al)
Média	2,57	-2,44
Mediana	2,30	-2,35
Máximo	7,41	-1,90
Mínimo	1,81	-3,66
Desvio Padrão	0,92	0,37

Tabela 2: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-752.

GL-752	Fe/K	ln(K/Al)
Média	6,71	-3,42
Mediana	4,36	-3,30
Máximo	17,12	-2,18
Mínimo	1,73	-4,68
Desvio Padrão	4,70	0,77

Tabela 3: Dados de Fe/K e ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-741.

GL-741	Fe/K	ln(K/Al)
Média	8,26	-3,54
Mediana	4,56	-3,20
Máximo	21,00	-2,30
Mínimo	1,67	-4,67
Desvio Padrão	5,90	0,76

Tabela 4: Dados de Fe/K, ln(K/Al) referentes ao testemunho GL-640.

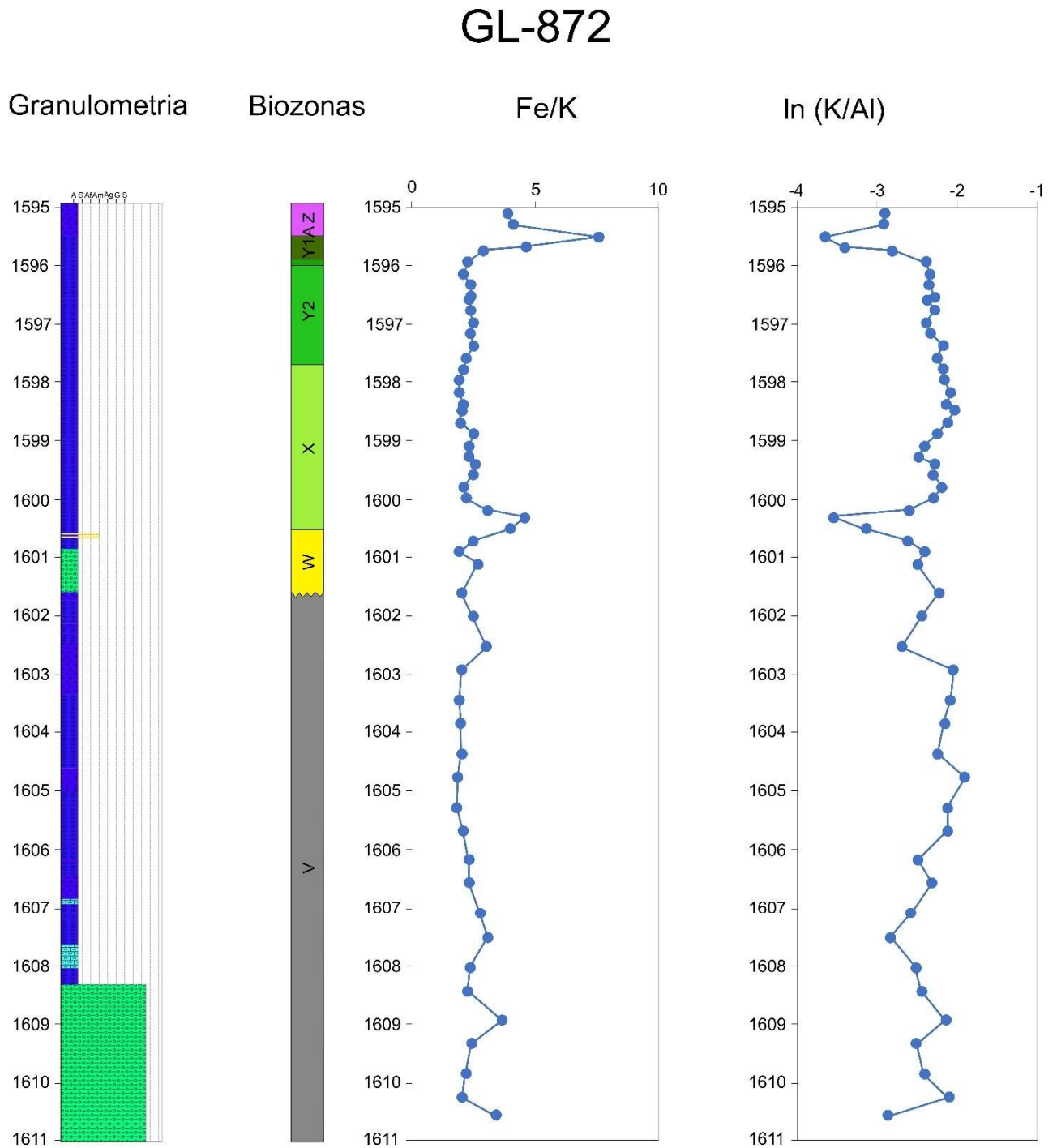
GL-640	Fe/K	ln(K/Al)
Média	4,82	-3,24
Mediana	3,88	-3,18
Máximo	13,02	-1,53
Mínimo	0,45	-4,51
Desvio Padrão	3,06	0,64

Os resultados são apresentados em perfis quimioestratigráficos, ao lado das colunas litoestratigráficas e biozoneamento por foraminíferos planctônicos (segundo Vicalvi, 1999), fornecidos pela Petrobras nas Figuras 12, 13, 14 e 15.

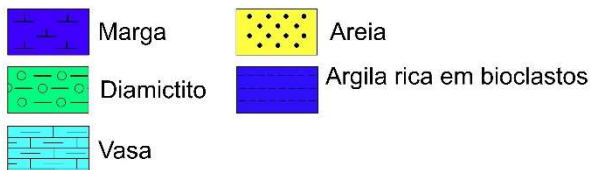
No testemunho GL-872, para a razão Fe/K, o testemunho se inicia em platô com uma sequência de oscilações negativa, positiva e negativa, com valores de 2,3 e 3,0 em 1610,54 m, até 1607,49 m, e em seguida, uma inflexão negativa é vista de 1605,26 m, com o menor valor visto no testemunho 1,8. A partir de 1602,92 m, o perfil sofreu uma inflexão positiva indo de 2 para 2,9 em 1602,52 m, com uma excursão positiva de 1,9 até 4,5, em 1600,30 m. Desse ponto, pequenas variações ocorrem de 1,9 até 2,5, essas se mantêm em certa constância, sem muitas mudanças, até 1599,99 m, em que uma excursão positiva de 2,1 até 7,4 em 1595,52 m. Por fim, até o topo, ocorre uma excursão negativa estabilizando no valor de 4,0.

No caso dos padrões de $\ln(AI/K)$, o perfil inicia-se com uma alternância bem marcada de leves excursões positivas e negativas variando de -2 a -3, quando na profundidade de 1601,61 m, apresenta uma excursão negativa até 1600,3 m, atingindo valor de -3,56. Após esse ponto, os valores flutuam entre -2,0 e -2,5 até a profundidade de 1595,94 m. O perfil sofreu uma forte excursão negativa até 1595,52 m, com valor mínimo de -3,66, e termina no topo do testemunho com excursão positiva e estabilização em torno de -3 1595,1 m.

Fig. 12 Dados elementares do testemunho GL-872 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.



Legenda:

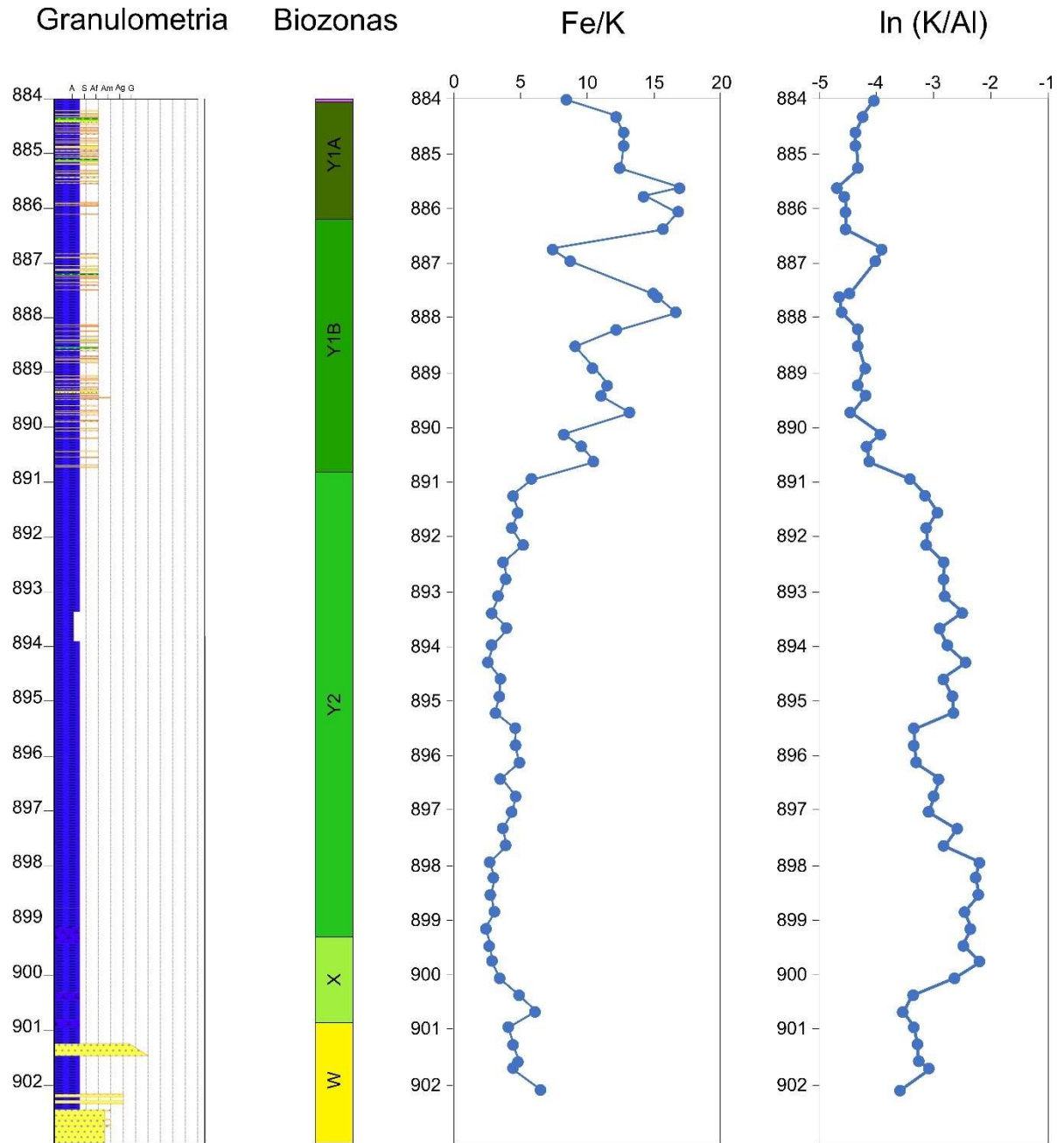


No testemunho GL-752, para valores de Fe/K, o testemunho inicia em platô, em profundidade de 902,11 a 891,55 m, com pequenas oscilações entre 2 e 6. Uma forte excursão positiva ocorre nesse ponto até 885,62 m, atingindo valor máximo em torno de 17, com oscilações de grande amplitude ao longo desta excursão. Em seguida, observa-se uma excursão negativa até a profundidade de 884,02 m, atingindo valor em torno de 8, que representa o topo do testemunho.

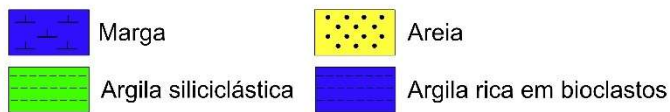
Para os valores de $\ln(K/Al)$, o testemunho inicia em platô, com valores entre -3,0 e -3,5 até a profundidade de 900,67 m. Após esse ponto, o maior valor do perfil é atingido em 899,76 m, com inflexão positiva, atingindo o valor de -2,1, mantendo-se em platô até cerca de 898 m. Uma excursão negativa até valores em torno de -3,5 ocorre até a profundidade aproximada de 895,5 m, uma tendência que se repete até a profundidade aproximada de 891 m. De 890 m a 885,62 m, mantém-se um platô de valores baixos entre -4 e -5, terminando com uma excursão positiva até -4,0, em 884,02 m.

Fig. 13 Dados elementares do testemunho GL-752 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.

GL-752



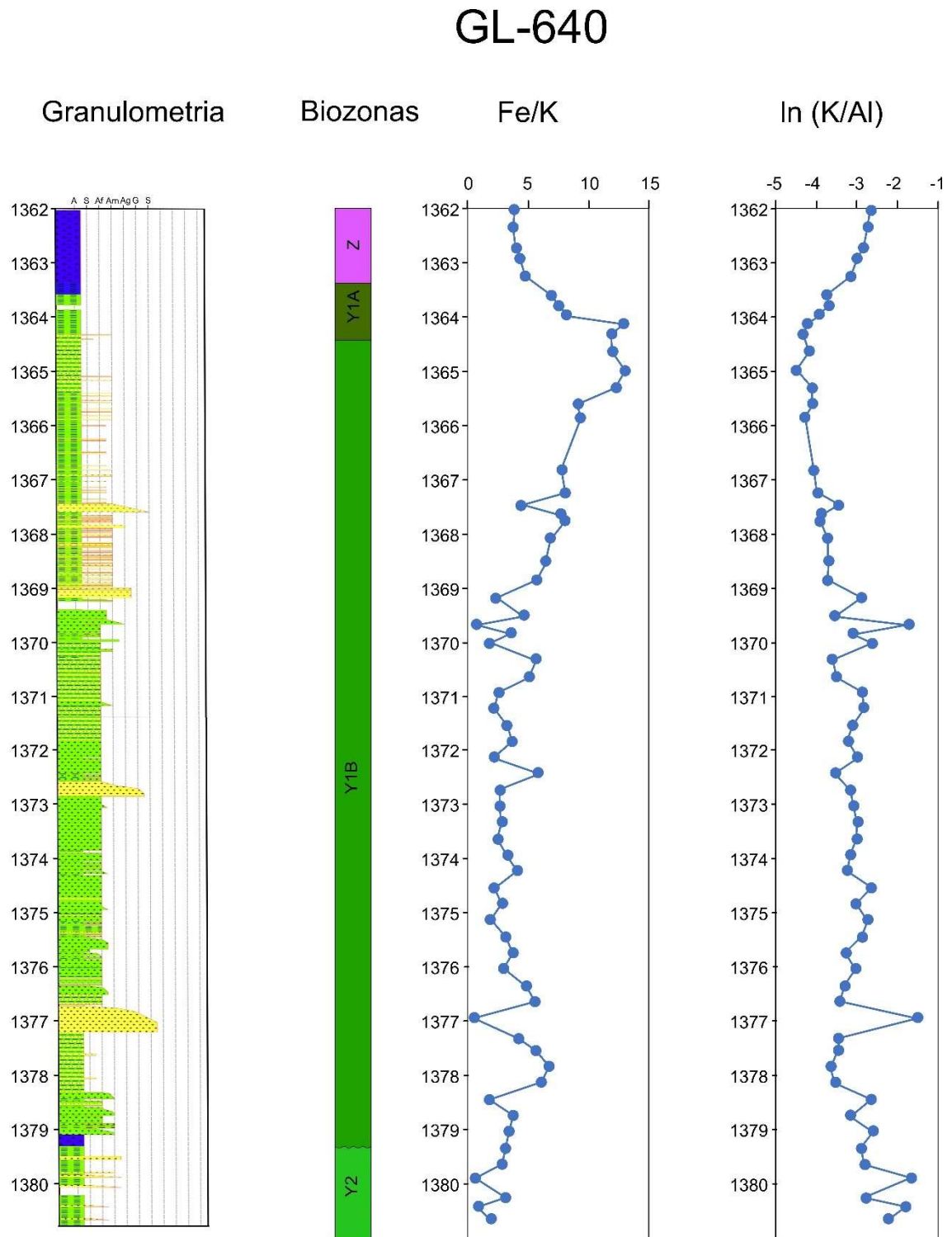
Legenda:



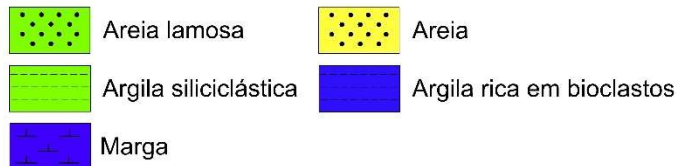
Para o testemunho GL-640, a curva de Fe/K inicia com excursão positiva de valores em torno de 1,8 na profundidade de 1380,62 m até valores de 6,7 em 1377,82 m. Posteriormente, até a profundidade aproximada de 1369 m, os valores oscilam de forma irregular, sem tendência definida, entre 1 e 5. Em seguida, apresenta uma longa excursão positiva até 1364,14 m, atingindo valores máximos em torno de 13 e encerrando com excursão negativa abrupta até 3,8 em 1362,92 m, mantendo-se em platô até o topo.

Para os valores de $\ln(K/Al)$, inicia-se com uma excursão negativa suave de -2,2 até -3,4 em 1377,30 m, seguindo por longo intervalo de relativo platô até cerca de 1369 m, variando em geral entre -2,5 e -4. Em seguida, observa-se uma longa excursão negativa atingindo valor mínimo de -4,5, visto no perfil em 1364,98 m. Por fim, até o topo do testemunho, ocorre uma excursão positiva até o valor de -2,7.

Fig. 14 Dados elementares do testemunho GL-640 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.



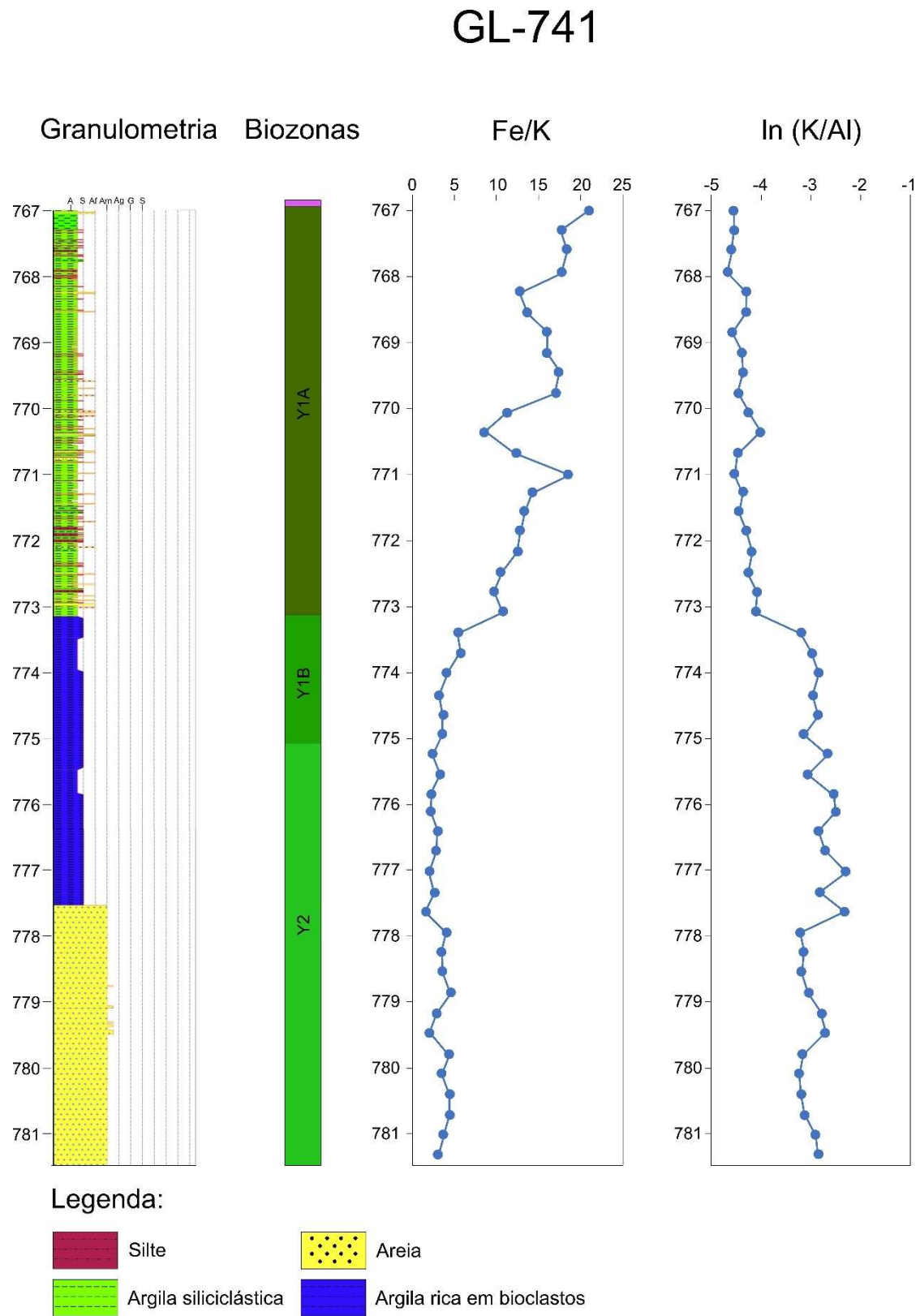
Legenda:



No testemunho GL-741, para a razão Fe/K, observa-se longo platô de valores em torno de 3 e 5 até a profundidade aproximada de 773,3 m. Uma excursão positiva é marcada até 769,78 m com valor máximo de 16,9 e grandes oscilações, seguida por uma excursão negativa atingindo o valor de 12,8 na profundidade de 768,26 m, terminando no topo do perfil com uma excursão positiva no valor máximo encontrado em torno de 21, na profundidade de 767,02 m.

Já para $\ln(K/Al)$, o testemunho inicia em platô na profundidade de 781,29 m, com oscilações pequenas e irregulares entre -2,5 e -3,5 até a profundidade de 773,09 m. Depois desse ponto, ocorre uma mudança de platô, com longa e suave excursão negativa até o topo do testemunho, com variação aproximada de -4 a -4,5.

Fig. 15 Dados elementares do testemunho GL-741 plotados em perfil, juntamente com seção estratigráfica e biozonas disponibilizadas pela Petrobras.



5.3 Dados isotópicos de oxigênio em foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}$)

Além da análise de geoquímica elementar, os dados isotópicos de oxigênio são necessários para calibração cronoestratigráfica por meio da comparação com curvas chave do Quaternário, como a proposta por Lisiecki & Raymo (2005). É possível correlacionar localmente os dados obtidos com o panorama global paleoclimático, devido a ocorrência de estágios glaciais/interglaciais no período Quaternário, que foram definidos como os estágios marinhos isotópicos (*Marine Isotopic Stages*, MIS), assim, possibilitando uma estimativa cronoestratigráfica para o quimiozoneamento com base em elementos maiores para o sistema turbidítico estudado.

Os valores de média, mediana, máximo, mínimo e desvio padrão de $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados na Tabela 5. Pode-se notar que o testemunho GL-640 possui maior desvio padrão, uma possibilidade é o alto retrabalhamento envolvido nas fácies mais arenosas do testemunho, devido ser um ponto de encontro de canais distintos do sistema de cânions Watu, que podem promover mistura temporal mais acentuada e desvios dos valores reais da época de sedimentação.

Tabela 5: Dados referentes às análises de $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos GL-741, GL-752, GL-872 e GL-640

$\delta^{18}\text{O}$	GL-741	GL-752	GL-872	GL-640
Média	0,77	0,97	3,52	2,46
Mediana	0,66	0,71	3,45	2,76
Máximo	1,72	3,07	4,42	3,96
Mínimo	-0,02	-0,16	2,72	0,05
Desvio Padrão	0,50	0,85	0,38	1,09

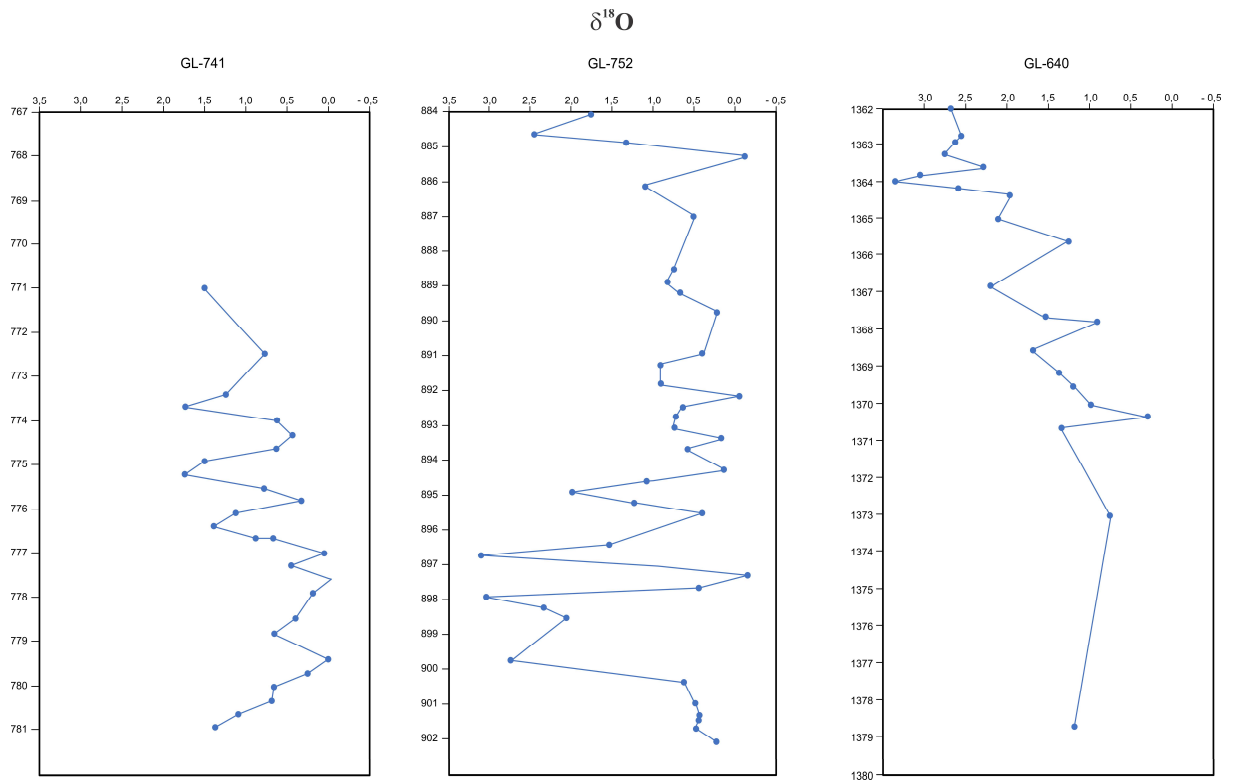
Assim, ao serem analisados os três testemunhos que possibilitaram recuperação de foraminíferos do gênero *Cibicidoides*, os dados apresentados podem ser expressos em forma de perfil quimioestratigráfico (Fig. 16) e comparados com as análises de geoquímica elementar, e com os MIS definidos por Lisiecki & Raymo (2005).

Para valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ extraídos da análise de *Cibicidoides wuellerstorfi* do testemunho GL-741, o testemunho começa com excursão negativa de valores em torno de 1,5 até 0‰, até a profundidade em torno de 779,50 m. Posteriormente, observa-se uma longa excursão positiva até a profundidade de 771,0 m, atingindo valor de 1,5‰, com variações de maior frequência ao longo desta excursão (Fig. 16).

Para valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ extraídos da análise de *Cibicidoides wuellerstorfi* do testemunho GL-640, o testemunho não apresentou boa recuperação para os espécimes da sua base, em 1379 m até a profundidade aproximada de 1370,5 m, com apenas duas amostras coletadas, com valores em torno de 0,5‰. A partir desta profundidade, há uma longa excursão positiva até valores em torno de 1,5‰ na profundidade aproximada de 1364 m, com um pico positivo até 3,5‰, retornando para um platô em torno de 2,5‰ até o topo.

Para valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ extraídos da análise de *Cibicidoides wuellerstorfi* do testemunho GL-752, o perfil começa em platô com valor em torno de 0,5‰ de 902,10 m até cerca de 900 m, e tende a excursão positiva até o valor de 3,02‰ em 897,93 m, assim segue uma excursão negativa atingindo o menor valor presente no perfil, -0,15‰ em 897,32 m. Nesse ponto ocorre uma excursão até o valor máximo presente no perfil, 3,08‰ em 896,76 m. Deste ponto, segue uma inflexão negativa de valor 0,40‰ e outra positiva de valor 2,00‰ na profundidade de 894,00 m. Em 894,28 m, tendências menores ocorrem, essas são positivas e negativas, seguidas por uma grande tendência positiva, os valores variam entre 1,20‰ e 0,05‰ até a profundidade de 894,28 m, em que uma inflexão negativa e valor -0,17‰ ocorre em 885,26 m. Essa brusca queda com um dos menores valores do perfil sucede uma inflexão positiva, de valor 2,48‰, em 884,61 m e uma excursão negativa no topo do testemunho em 884,01 m com valor de 1,72‰.

Fig. 16 Dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ provenientes de carapaças de *Cibicidoides wuellerstorfi* plotados em perfil dos testemunhos GL-640, GL-741 e GL-752.

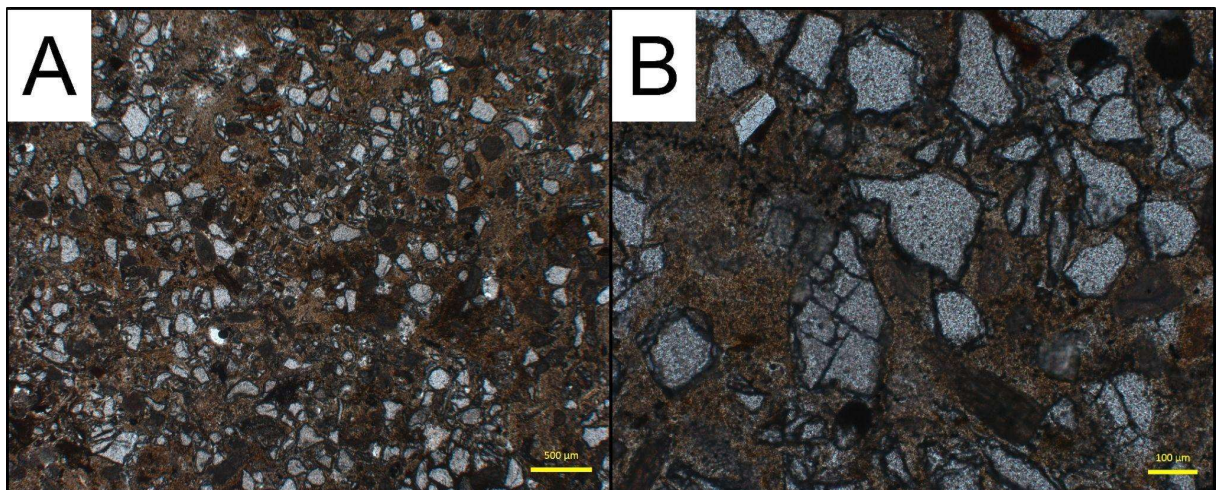


5.4 Caracterização faciológica

Para a caracterização de fácies, a descrição de testemunhos fornecida pela Petrobras foi complementada com a análise de lâminas. Os testemunhos de interesse são GL-752, GL-741, mais proximais, e GL-640, mais distal.

Dessa maneira, para o testemunho GL-741, da base até o topo é possível dividir em 3 intervalos de deposição, o primeiro deles vai de 782 m até 777,5 m, a granulação apresentada é de fração areia fina, sustentada ora pela matriz lamosa, ora pelo arcabouço. A mineralogia presente é de quartzo (80%), feldspato (15%), rutilo, fosfato, mica e glauconita como acessórios (5%). Os grãos são angulosos e com esfericidade média baixa, a relação matriz arcabouço é de 50/50%. Os bioclastos descritos compõem cerca de 25% do arcabouço e são, carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves, por vezes as carapaças aparecem substituídas por pirita.

Fig. 17 Lâminas correspondentes ao intervalo 782 m até 777,5 m do testemunho GL-741. Nicóis cruzados (A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia média, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos sub angulosos e sub esféricos. Bioclastos presentes são: carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves (B) Destaque de quartzo, feldspato e bioclastos de alga vermelha, e presença de protomatriz argilosa.

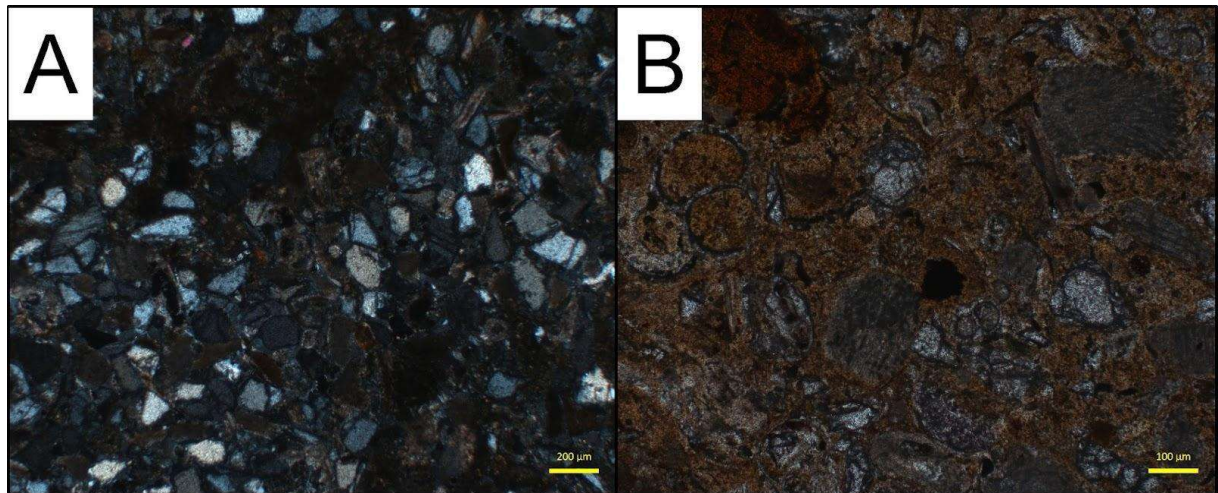


O segundo intervalo de deposição vai de 777,5 m até 773,25 m e representa uma diminuição da granulação com presença de silte e areia muito fina. É possível observar uma rocha sustentada pela matriz lamosa, com arcabouço (45%) composto mineralogicamente por quartzo (85%), feldspato (10%), fosfato, glauconita, rutilo e micas como acessório (5%). Os

grãos são angulosos e pouco esféricos. Com relação a bioclastos é possível observar carapaças de foraminíferos da família *Nummulitidae* e algas vermelhas.

Fig. 18 Lâminas correspondentes ao intervalo 777,5 m até 773,25 m do testemunho GL-741. Nicóis cruzados.

(A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia média, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos angulosos e sub esféricos. Bioclastos presentes são: carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves (B) Destaque para protomatriz argilosa, grãos de alga vermelha e carapaças de foraminífero, esses substituídos possivelmente por fosfato ou

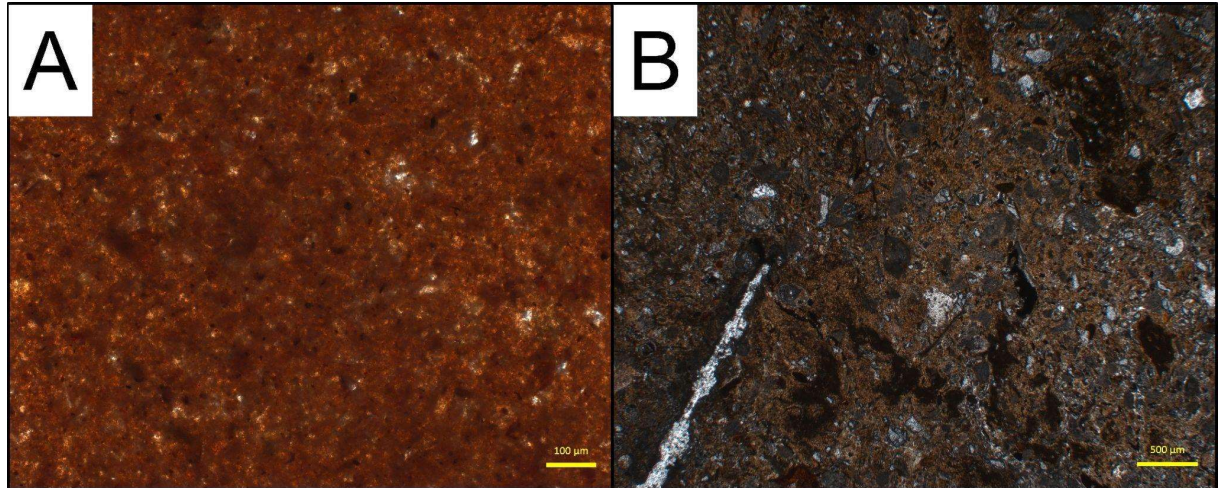


glauconita.

Por fim, de 773,25 m até 767 m, ocorre uma intercalação entre lama siliciclástica, silte e areia fina. Em lâmina petrográfica é possível observar que a rocha é sustentada pela matriz lamosa, possui lâminas de areia fina descontínuas, grãos esféricos e angulosos. Mineralogicamente, é possível observar que o arcabouço (20% da lâmina) é composto por quartzo (85%), mica (10%), fosfato e opacos como acessórios (5%).

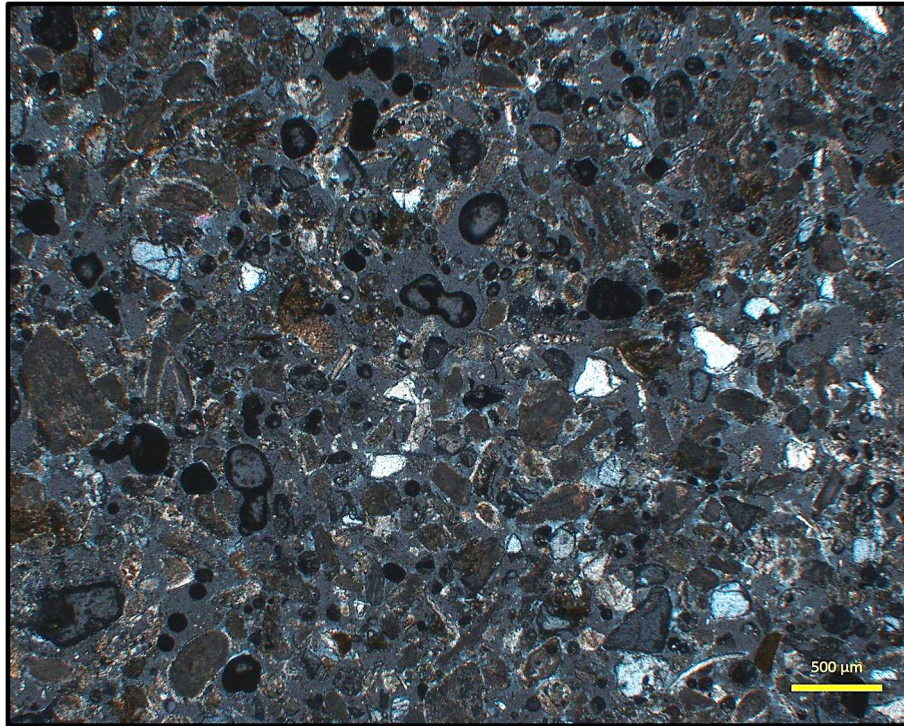
Fig. 19 Lâminas correspondentes ao intervalo 773,25 m até 767 m do testemunho GL-741. Nicóis cruzados.

(A) Rocha sustentada pela matriz lamosa, granulação de argila a areia muito fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e pouco esféricos. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e sub esféricos.



Para o testemunho GL-752, ocorre em sucessão uma areia argilosa, que vai da base do testemunho em 902,50 m até 900,75 m, e petrograficamente aparece como uma rocha sustentada pelo arcabouço, com litoclastos de lama, os grãos são angulosos com esfericidade baixa a média. Mineralogicamente, é composta por quartzo (85%), fragmentos líticos (10%), feldspato, rutilo, glauconita ocorrem como acessórios (5%). Os bioclastos presentes são carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves.

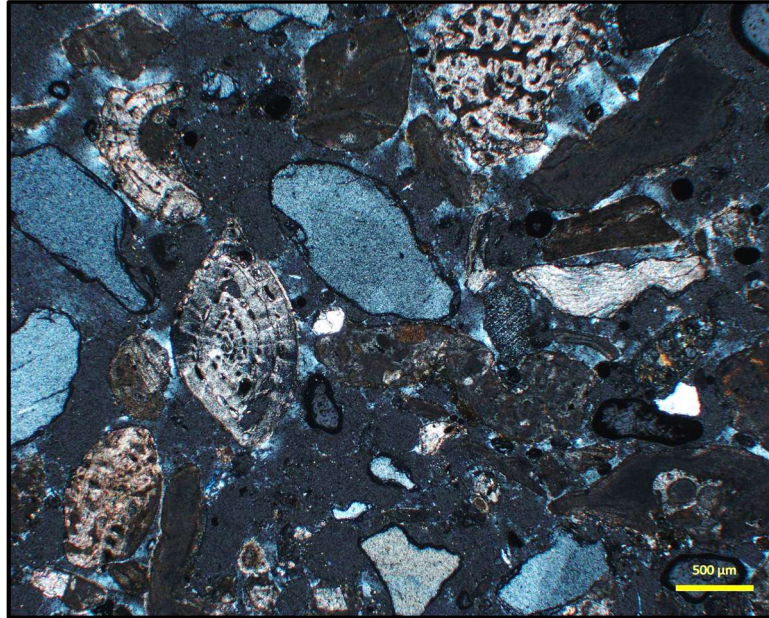
Fig. 20 Lâminas correspondentes ao intervalo 902,50 m até 900,75 m do testemunho GL-752. Nicóis cruzados. Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de areia fina a areia média, grãos angulosos e com baixa esfericidade, mineralogia de quartzo e feldspato. Presença de litoclastos de argila e bioclastos, esses são, fragmentos de carapaças de foraminíferos, algas vermelhas e valvas de bivalves.



Já de 900,75 m até 900,40 m uma camada de areia mal selecionada que varia de fina a muito grossa ocorre, a qual vista em lâmina se apresenta como um sedimento sustentado pelo arcabouço, com presença de litoclastos de argila, com grãos subangulosos e com esfericidade baixa a média. Mineralogicamente, é composta por quartzo (80%), fragmentos líticos (10%), rutilo, glauconita e fosfato como acessórios (10%). Com relação aos bioclastos, esses podem ser descritos como, carapaças de foraminíferos (*Nummulitidae*) e algas vermelhas.

Fig. 21 Lâminas correspondentes ao intervalo 900,75 m até 900,40 m do testemunho GL-752. Nicóis cruzados.

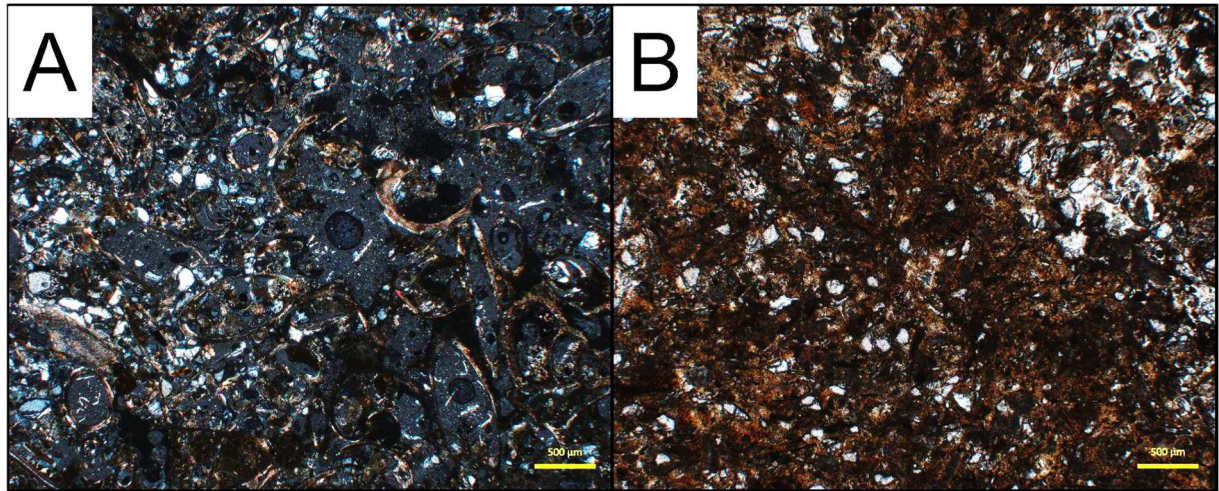
Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de areia fina a muito grossa, mineralogia composta majoritariamente por quartzo grãos subangulosos e pouco esféricos. Bioclastos compõem boa parte da rocha, presença de carapaças de foraminíferos (*Nummulitidae*) e algas vermelhas.



De 900,40 m para 890,5 m, é possível notar uma diminuição na granulação, apenas uma lama mista, por vezes com presença de areia muito fina em sua composição, e em lâmina é vista como majoritariamente sustentada pela matriz lamosa, mas por vezes ocorre sustentada pelo arcabouço com presença de litoclastos de lama. Mineralogicamente possui presença de quartzo (75%), fragmentos líticos (10%) feldspato (10%) e minerais acessórios como mica, rutilo, glauconita e opacos (5%). Os grãos são angulosos com baixa a média esfericidade, e alguns bioclastos podem ser vistos, no geral carapaças de foraminíferos, fragmentos de algas vermelhas, valvas de bivalves e macroforaminíferos.

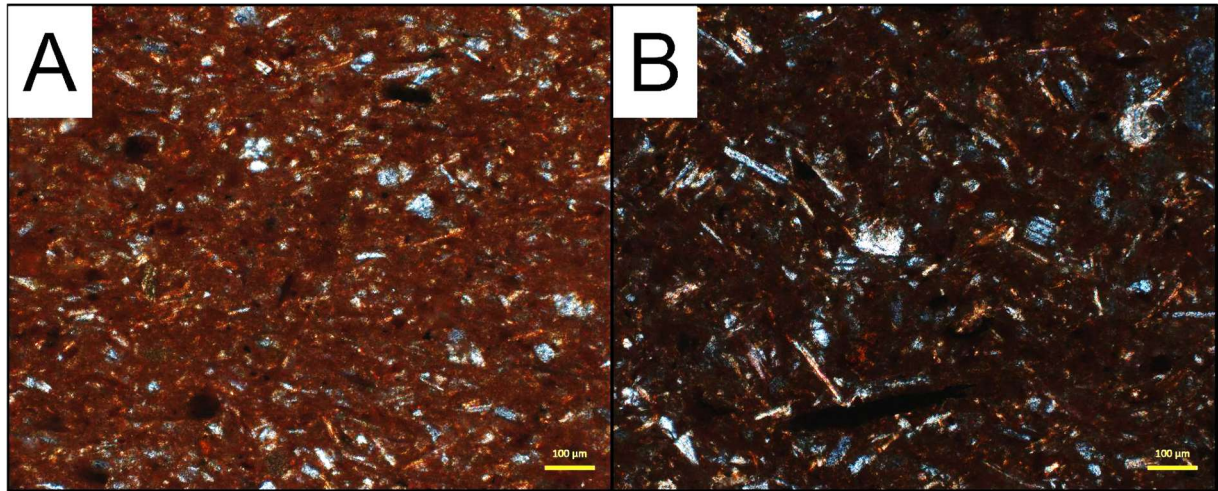
Fig. 22 Lâminas correspondentes ao intervalo 900,40 m para 890,5 m do testemunho GL-752. Nicóis cruzados.

(A) Rocha sustentada pelo arcabouço, granulação de argila a areia média, ocorrência de litoclastos de argila. A mineralogia é composta por quartzo e feldspato, grãos angulosos e pouco esféricos. Bioclastos descritos são: carapaças de foraminíferos (*Nummulitidae*), fragmentos de algas vermelhas, valvas de bivalves. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, pode ser classificada como protomatriz, granulação de argila a areia fina, mineralogia de quartzo e feldspato, grãos angulosos e sub esféricos.



Por fim, até o topo do testemunho em 884 m, ocorre um predomínio de lama, essa por vezes ocorre misturada com areia fina, sendo possível observar em lâmina uma rocha sustentada pela matriz lamosa. A microfácies apresenta uma estrutura laminada, possui granulação variando de argila a areia média. Mineralogicamente, é possível observar quartzo (50%), micas (45%) e fosfato, rutilo, opacos, plagioclásio e gipsita como acessórios (5%). Os grãos são angulosos e possuem esfericidade baixa a moderada, com baixa presença de bioclastos, sendo possível observar poucos fragmentos de carapaças de foraminíferos e algumas algas vermelhas.

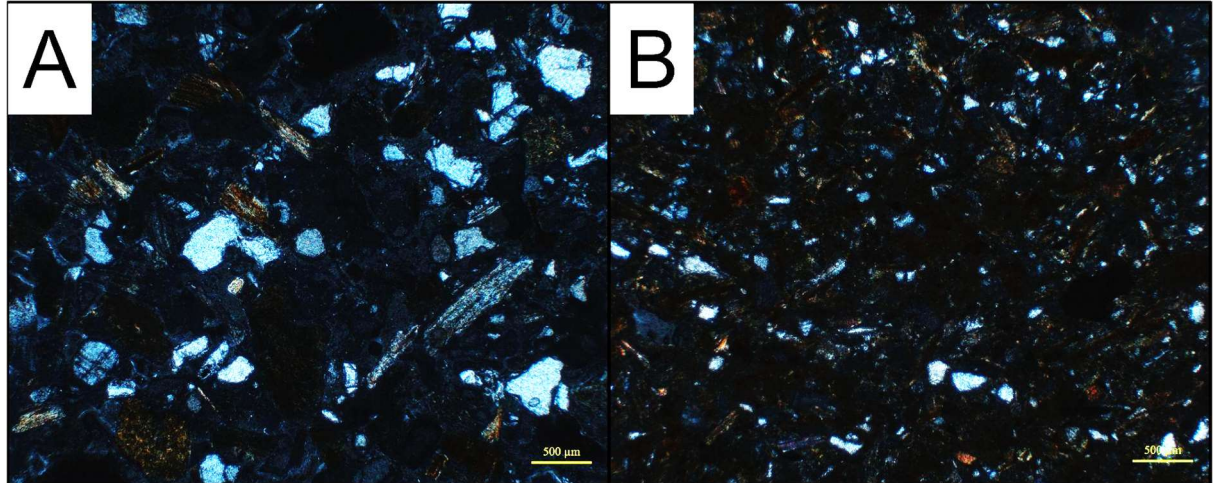
Fig. 23 Lâminas correspondentes ao intervalo 890,5 m até 884 m do testemunho GL-752. Nicóis cruzados. (A) Rocha sustentada pela matriz, granulação de argila a areia fina, a mineralogia é composta por quartzo, mica e plagioclásio, essas alongadas e achatadas, grãos angulosos e pouco esféricos. Ocorrem alguns fragmentos de bioclastos como fragmentos de algas vermelhas. (B) Rocha sustentada pela matriz lamosa, granulação de argila a areia fina, mineralogia de mica, quartzo e plagiocásio, a primeira ocorre alongadas e achatadas, grãos angulosos e sub esféricos.



Para o testemunho mais distal GL-640, da sua base em 1380 m até 1377,5 m a granulação vai de areia fina a grossa, os grãos são angulosos e pouco esféricos, os bioclastos são raros, a mineralogia é composta por quartzo (50%), micas (35%), feldspato (10%), opacos e fosfato como acessórios (5%). Ocorrências de litoclastos e matéria orgânica lenhosa podem ser notadas, assim como clusters de areia fina. A rocha é sustentada pelo arcabouço, no entanto ocorre por vezes uma protomatriz. Apenas a estrutura maciça é vista na lâmina.

Fig. 24 Lâminas correspondentes ao intervalo 1380 m até 1377,5 m do testemunho GL-640. Nicóis cruzados.

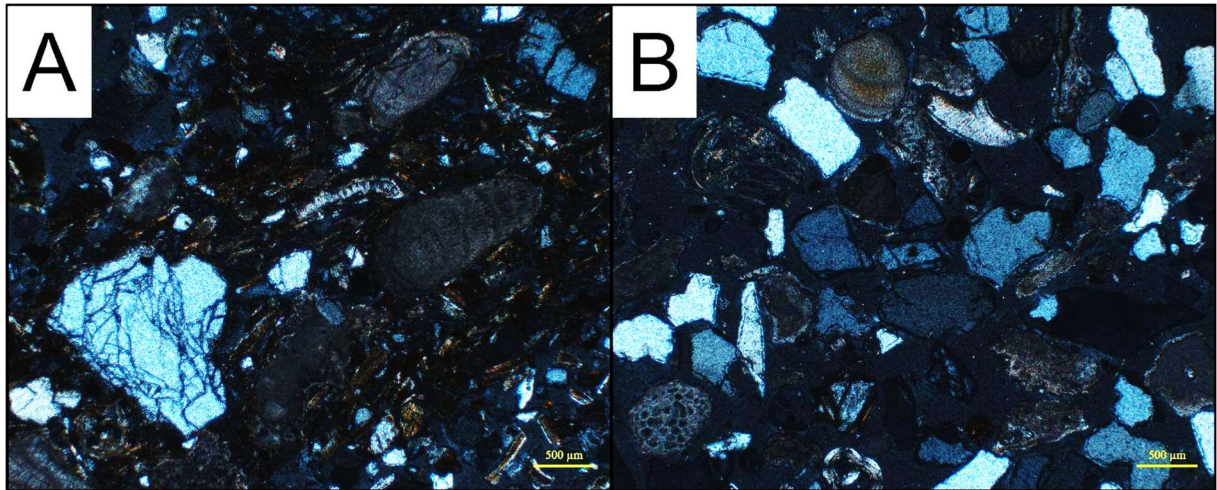
(A) Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina até areia grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos angulosos e com baixa esfericidade. (B) Rocha sustentada pela matriz, classificada como protomatriz com granulação de areia fina a grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, ocorrem litoclastos de lama e clusters de areia fina. Grãos angulosos e de baixa esfericidade.



Na profundidade de 1377,5 até 1367,5 m ocorre um aumento na granulação, ocorrendo um pacote sedimentar de areia que varia de fina a muito grossa, finos ocorrem, no entanto com pouca frequência. Esse pacote arenoso é sustentado pelo arcabouço, os grãos são angulosos e com baixa esfericidade, com mineralogia de quartzo (80%) e feldspato (20%), com baixa presença de micas, glauconita, fosfato e opacos, que ocorrem como acessórios. Nota-se uma granodecrescência ascendente no intervalo, a presença de bioclastos varia bastante, mas é possível observar carapaças de foraminíferos (*Nummulitidae*), também a alta presença de algas vermelhas. Litoclastos de argila e matéria orgânica lenhosa são característicos.

Fig. 25 Lâminas correspondentes ao intervalo 1377,5 até 1367,5 m do testemunho GL-640. Nicóis cruzados.

(A) Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina a média, mineralogia de quartzo, feldspato e mica como acessório, grãos angulosos e sub esféricos, presença de matéria orgânica lenhosa e litoclastos de argila. Ocorrem bioclastos de alga vermelha (B) Rocha sustentada pelo arcabouço com granulação de areia fina até areia grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica, grãos subangulosos e com baixa esfericidade. Bioclastos de alga vermelha e carapaças de foraminíferos.

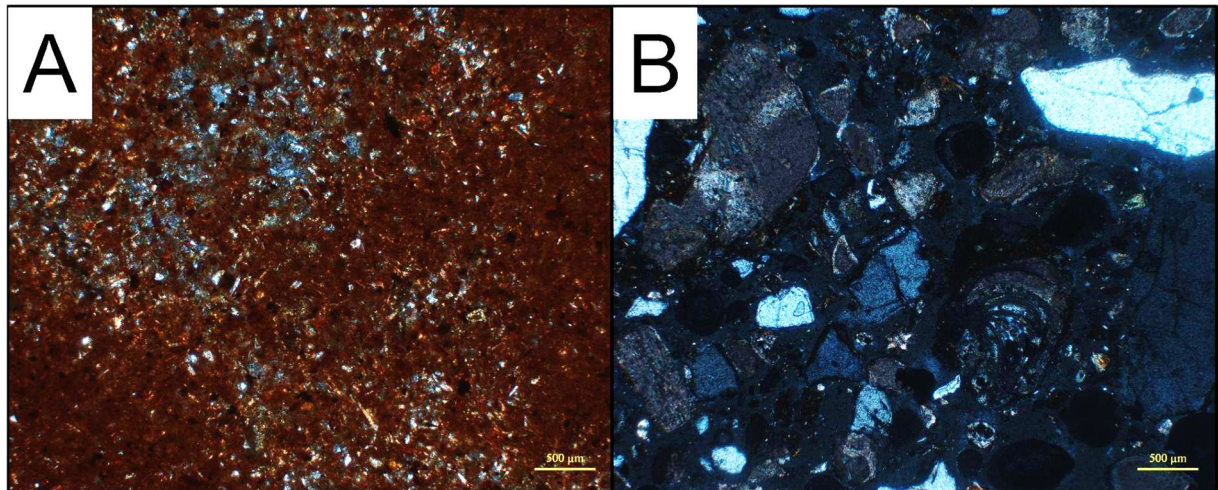


De 1367,5 m até 1362 m, é possível observar um intervalo sedimentar composto por lama mista, essa começa a ficar mais arenosa, aumentando a relação entre matriz e arcabouço. O sedimento é composto por 85% de matriz e 15% de arcabouço, o último composto por grãos de quartzo, feldspato e poucas micas, esses são angulosos sub esféricos. Por vezes é possível observar grãos de mica, minerais acessórios como rutilo e fosfato estão sempre presentes. Do meio para o final desse pacote, começam a ocorrer lamelas de areia fina, a mineralogia não varia, mas a relação matriz arcabouço muda para 60/40%. Com relação aos bioclastos, tornam-se mais raros, mas ocorrem presenças de fragmentos de carapaças de foraminíferos.

Fig. 26 Lâminas correspondentes ao intervalo 1367,5 m até 1362 m do testemunho GL-640. Nicóis cruzados.

(A) Rocha sustentada pela matriz com granulação de areia fina, mineralogia de quartzo, feldspato e mica como acessório, grãos angulosos e sub esféricos. Ocorrem clusters de areia fina por toda lâmina (B)

Rocha sustentada pelo arcabouço, com granulação de areia fina a grossa, mineralogia de quartzo, feldspato e mica. Grãos são subangulosos e de baixa esfericidade. Com relação a bioclastos, ocorrem algas vermelhas e carapaças de foraminíferos.



6. Discussões

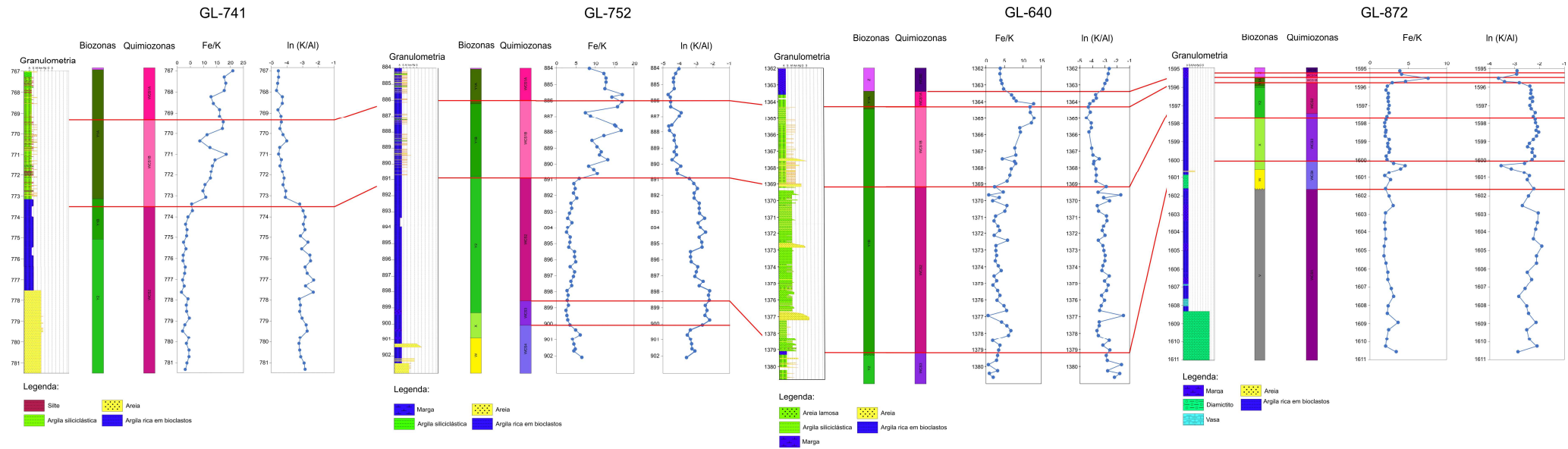
6.1. Implicações faciológica

Dessa maneira, é possível observar que os testemunhos mais proximais, GL-741 e GL-752 possuem sedimentação mais fina, com intervalos correlacionáveis litoestratigraficamente, com granodecrescência ascendente, quando considerado todo o intervalo, diferente do testemunho mais distal GL-640 que possui granulação mais grossa com mudança mais abrupta nas fácies e maior distribuição de camadas arenosas ao longo do Pleistoceno. Nota-se também a presença mais marcante de bioclastos nas areias dos testemunhos GL-741 e GL-752. Essa diferença pode ser explicada pelo diferente tipo de aporte sedimentar presente nos dois domínios, já que o testemunho GL-640 representa um sítio deposicional à jusante da confluência entre os canais do Watu Norte e do Watu Sul, em área de sopé de talude onde o fluxo sofre desaceleração e deposição dos sedimentos mais grossos. Os dois testemunhos localizados no Watu Sul, mais ricos em bioclastos, notavelmente algas vermelhas, são condizentes com uma fonte plataformal, enquanto o sítio GL-640 também recebe areias provenientes do Watu Norte, que provavelmente recebeu sedimentos mais continentais, dado seu alinhamento com a desembocadura do Rio Doce.

6.2. Quimiozoneamento por geoquímica elementar

Os testemunhos referentes ao GL-752 e GL-741 possuem principal importância na porção do Watu Sul, GL-640 no canal de Golfinho e GL-872 ocorre mais distal, e foi amostrado para ser o balizador das tendências com conotação temporal, desconsiderando misturas temporais que possam ocorrer nos ambientes do sistema turbidítico representados pelos demais testemunhos aqui estudados. Entretanto, o GL-872 apresenta os intervalos de interesse condensados, inicialmente representado pela biozona Y1A, Y1B e Y2, quando comparados aos mesmos intervalos dos testemunhos dentro do Sistema Watu. Ainda assim, foram definidas as quimiozonas a partir das análises de tendências quimioestratigráficas, possibilitando a comparação com as biozonas identificadas pela Petrobras. Foram identificadas 7 quimiozonas baseadas nas tendências das curvas de Fe/K e $\ln(K/Al)$, do topo para a base: WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4 e WCS5 (Fig. 27).

Fig. 27 Correlação entre dados geoquímicos elementares de Fe/K e $\ln(K/Al)$, com as quimiozonas propostas para os testemunhos de GL-741, GL-752, GL-640 e GL-872



A quimiozona WCS5 pode ser observada exclusivamente no testemunho GL-872, compreendendo de 1610,54 m a 1601,61 m, e caracterizando-se por uma ciclicidade entre excursões negativas e positivas. Embora essa tendência cíclica possa ser vista em ambos os perfis, uma análise detalhada dos valores revela que as excursões variam em torno de 1,75 para o perfil de Fe/K e 0,75 para o perfil de $\ln(K/Al)$. Isso indica que, se considerássemos a quimiozona em uma escala mais ampla, observamos apenas um platô, dessa forma, embora acreditemos que a quimiozona possa ser definida por sua ciclicidade, é importante notar que estes apresentam variações pouco expressivas no que se diz respeito à variação das razões elementares.

A quimiozona WCS4 pode ser encontrada nos testemunhos GL-872, entre as profundidades de 1601,10 m e 1600,50 m, e GL-752, nas profundidades 901,28 m e 900,37 m. Nestes dois testemunhos, os perfis de Fe/K e $\ln(K/Al)$, apresentam o mesmo comportamento, os perfis de Fe/K iniciam-se com excursão negativa suave, seguidas por inflexão para excursão positiva, atingindo um máximo neste intervalo basal dos testemunhos citados. Nos perfis de $\ln(K/Al)$, observa-se um relativo platô, seguido por excursão negativa, atingindo o mínimo neste intervalo, principalmente no testemunho GL-752.

A quimiozona WCS3, que pode ser observada nos testemunhos GL-752, GL-640 e GL-872, observa-se platôs de valores mínimos e máximos para os perfis de Fe/K e $\ln(K/Al)$, respectivamente, após seus respectivos picos de máximos e mínimos no intervalo basal da sucessão investigada.

A partir da quimiozona WCS2, que assim como a WCS3 encontram-se em todos os testemunhos, observa-se a continuidade dos platôs com valores mínimos para toda a sucessão investigada, enquanto os perfis de $\ln(K/Al)$ apresentam uma longa e suave excursão negativa. A quimiozona WCS1B pode realmente ser observada somente nos testemunhos GL-741, GL-752 e GL-640, visto que no testemunho GL-872, a mesma é representada apenas por uma amostra, dessa maneira logicamente não apresenta tendência. O comportamento que marca esta quimiozona nos perfis de Fe/K e $\ln(K/Al)$ são excursões positivas e negativas muito bem marcadas, atingidos os respectivos valores máximos e mínimos para todo o intervalo Pleistoceno-Holoceno estudado. Para os testemunhos GL-741 e GL-752, estas excursões se manifestam com ciclicidade em ciclos de maior frequência, o que pode ser compreendido como um comportamento específico do Canal Watu Sul, provavelmente em função de taxas de sedimentação diferentes. Como tais ciclos são observados localmente no Sistema Watu, e

incluem-se nas maiores excursões que definem esta quimiozona, eles não serão discriminados no quimiozoneamento, mas serão passíveis de investigações futuras com o refinamento das descrições litoestratigráficas.

Na quimiozona WCS1A, temos excursões negativas mais abruptas muito bem marcadas nos perfis de Fe/K, e o comportamento antitético do perfil $\ln(K/Al)$, com excursões positivas também muito bem evidenciadas. Em ambos os perfis, para a maior parte dos testemunhos, os valores retornam para próximos dos valores dos platôs da quimiozona WCS2. Esta quimiozona se encontra extremamente condensada no testemunho GL-872, marcada entre duas amostras – o pico de valores ao término das excursões da quimiozona WCS1B e primeira amostra da quimiozona de topo WCS0, representando o Holoceno.

Por fim, ao observarmos a quimiozona WCS0, podemos inicialmente compreender que a mesma não se define nos testemunhos GL-741 e GL-752, o que pode ser associada à pequena espessura do Holoceno (definido por bioestratigrafia) nestes testemunhos, representados por uma amostra. Apesar disso, a quimiozona WCS0 é muito bem representada nos testemunhos GL-640 e GL-872, de forma mais espessa, representando platôs nos perfis de Fe/K, com valores mais baixos, e excursões levemente positivas ou platôs de valores mais altos para $\ln(K/Al)$.

6.3. Calibração das quimiozonas com curvas isotópicas de oxigênio (MIS)

Com as quimiozonas WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4 e WCS5 definidas no capítulo anterior, é possível com os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ marinhos bentônicos, fazer inferências entre a calibração dos perfis isotópicos com o perfil isotópico global proposto por Lisiecki & Raymo, (2005) e calibrado por Costa et. al (2018).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ marinhos bentônicos indicam primeiramente o volume de gelo presente globalmente e essa relação é bem documentada em associação com o biozoneamento por foraminíferos planctônicos na Margem Continental Leste (Costa et. al 2018). Assim, quando os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são mais altos nas análises dos sedimentos marinhos, isso significa uma maior concentração do isótopo mais leve (^{16}O) aprisionado no gelo continental, marcando os intervalos glaciais. Essas alternâncias são bem observadas em sedimentos marinhos profundos, e utilizadas para inferir flutuações de períodos com maior volume de gelo global ao longo do tempo, ou seja, períodos glaciais e interglaciais.

Por meio dessas análises, Martinson et al. (1987) definiram para o Quaternário os diferentes Estágios Isotópicos Marinhos (*Marine Isotopic Stages – MIS*). Dentre esses, analisamos os MIS que estão no escopo do trabalho. Logo, o MIS 1, 3 e 5 exibem valores menores de $\delta^{18}\text{O}$ indicando períodos interglaciais, enquanto intervalos como MIS 2 e 4 apresentam valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ indicando períodos glaciais. De acordo com Lisiecki e Raymo (2005), responsáveis pela calibração cronoestratigráfica dos MIS, as idades basais são definidas como: MIS 1 (0 kya), MIS 2 (14 kya), MIS 3 (29 kya), MIS 4 (57 kya), MIS 5 (71 kya), MIS 5a (82 kya), MIS 5b (87 kya), MIS 5c (96 kya) e MIS 5d (109 kya). É possível integrar os dados isotópicos com a geoquímica elementar, e assim refinar as inferências.

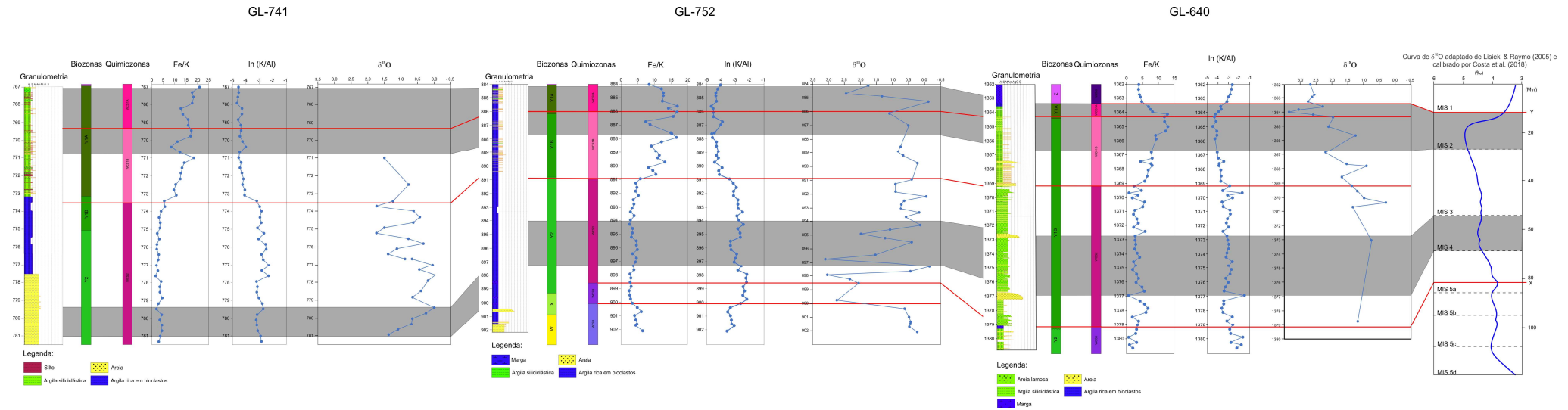
Então, em períodos glaciais, espera-se uma diminuição do intemperismo químico, aumentando a atividade erosiva, dessa maneira, elementos imóveis como Fe e Al acabam por ser concentrados em sedimentos, e elementos mais móveis como K serem lixiviado (Rothwell et al., 2006). Logo, a razão de Fe/K apresenta um aumento em seu valor, e a razão $\ln(\text{K}/\text{Al})$ uma diminuição, ou seja, é possível atribuir esses valores a condições climáticas com menor temperatura.

Já em períodos interglaciais, devido a climas mais úmidos o intemperismo químico apresenta maior intensidade, havendo uma maior mobilização de elementos móveis, que podem se manter solúveis ou concentrados em produtos de alteração. Este último caso se aplica ao K, associado a feldspatos e micas que, quando alterados por hidrólise, tem como produto desta reação incongruente, argilominerais que concentram o K. Assim, as razões de Fe/K se reduzem

pela maior intensidade de intemperismo químico e, por consequente, produtos mais enriquecidos em K, enquanto as razões $\ln(K/Al)$ (Zabel et al., 2001) aumentam pelos mesmos motivos, indicando condições de clima mais quente e úmido. O comportamento antitético (espelhado) destes perfis denota que as variações estão controladas pela alteração dos minerais aluminosilicáticos e sua maior retenção de K por alterações intempéricas. As associações com os MIS corroboram que estas ferramentas geoquímicas estão acopladas aos ciclos glaciais, conforme o esperado. Sua relação com os produtos sedimentares estudados é direta, à medida que nos períodos glaciais ocorre diminuição do nível relativo do mar devido ao incremento de água em geleiras nos continentes, tornando os processos deflagradores de correntes de turbidez mais frequentes, e para os períodos interglaciais, um aumento relativo do nível do mar devido ao incremento de água das geleiras no mar torna a plataforma mais estáveis, com menor frequência destes processos, como marcado no Holoceno onde predominam sedimentos hemipelágicos nas seções estudadas.

Correlacionando as quimiozonas com os *Marine Isotopic Stages* (MIS), a Fig. 28 apresenta a correlação quimioestratigráfica para os testemunhos a partir dos quais foram recuperados *Cibicidoides* para análises isotópicas (todos, exceto o GL-872). A quimiozona WCS5 ocorre apenas para o testemunho GL-872, e neste testemunho não foi possível fazer análises isotópicas de $\delta^{18}O$, pois não foi possível coletar espécimes de *Cibicidoides* para essa zona, não permitindo a calibração deste intervalo. Sendo assim, as correlações descritas abaixo irão desconsiderar o testemunho GL-872. Atenta-se para o fato que os valores em perfil de $\delta^{18}O$ são expressos convencionalmente em eixo invertido, com excursões positivas para a esquerda e negativas para a direita.

Fig. 28 Inferências entre dados geoquímicos elementares de Fe/K e $\ln(K/Al)$, com dados isotópicos de $\delta^{18}O$ e com a coluna modificada de Lisiecki & Raymo (2005), com biozonas calibradas por Costa et al. (2018), para os testemunhos de GL-741, GL-752 e GL-640.



A quimiozona WCS4 ocorre nos testemunhos GL-752. É visto um decréscimo de Fe/K, aumento de $\ln(K/Al)$ e decréscimo de $\delta^{18}O$, esses valores indicam um período interglacial, associados ao MIS 5, mais especificamente com o 5a ou 5c, que são subestágios interglaciais dentro desse MIS.

A quimiozona WCS3 ocorre nos testemunhos GL-752 e GL-640. É possível observar um decréscimo nos valores de Fe/K e aumento de $\ln(K/Al)$, com o testemunho GL-752 mostrando que os valores de $\delta^{18}O$ sofrem um aumento, antes de uma inflexão para excursão negativa no MIS-4. Assim, associa-se esta quimiozona com o MIS 5, um período interglacial, possivelmente em seu topo, no subestágio 5a.

A quimiozona WCS2 ocorre nos testemunhos GL-741, GL-752 e GL-640. É possível observar um platô nos valores de Fe/K, leve decréscimo de $\ln(K/Al)$. Observa-se mais na base uma inflexão de uma excursão positiva para negativa no perfil de $\delta^{18}O$, representando um período glacial associado ao MIS-4, bem como parte do MIS-3, como a base de uma longa excursão positiva em intervalo inserido dentro da zona de intervalo de WCS2.

A quimiozona WCS1B ocorre nos testemunhos GL-741, GL-752 e GL-640. É possível observar um aumento nos valores de Fe/K, decréscimo nos valores de $\ln(K/Al)$ e o final da excursão positiva de $\delta^{18}O$ no MIS-3, que transiciona para o MIS-2, anteriormente à inflexão abrupta para uma nova excursão negativa.

A quimiozona WCS1A ocorre nos testemunhos GL-741, GL-752 e GL-640. É possível observar um decréscimo nos valores de Fe/K, aumento nos valores de $\ln(K/Al)$, os quais estão associados à inflexão do valor máximo de $\delta^{18}O$, para uma excursão negativa. Este pico positivo marca a última transição glacial-interglacial do limite Pleistoceno-Holoceno, corroborando este controle sobre as razões Fe/K e $\ln(K/Al)$ nos sedimentos estudados.

Por fim, a quimiozona WCS0 ocorre nos testemunhos GL-741, GL-752 e GL-640. É possível observar um decréscimo de valores de Fe/K, aumento de valores de $\ln(K/Al)$ e para um platô de valores de $\delta^{18}O$ mais baixos em relação ao último máximo glacial, sugerindo um volume de gelo global se estabilizando (Clark et al. 2009). Com relação a calibração no perfil de $\delta^{18}O$ de Lisiecki & Raymo, (2005) essa quimiozona está associada ao MIS 1, associada ao Holoceno.

A partir das variações geoquímica observadas calibradas aos Estágios Marinhos Isotópicos (MIS) e, conseqüentemente, aos intervalos glaciais-interglaciais, observa-se que a distribuição dos intervalos mais arenosos (base dos ciclos turbidíticos) estão mais

condicionadas às transições entre períodos glaciais e interglaciais, principalmente entre os MIS 5-4 e 3-2, sugerindo-se ser explorado em futuros trabalhos em estratigrafia de alta resolução.

7. Conclusões

Neste Trabalho de Conclusão de Curso buscou-se análise geoquímica elementar e sua correlação com isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e análises de fácies para definição de quimiozonas e ajuste cronoestratigráfico para os depósitos sedimentares turbidíticos da Bacia do Espírito Santo. Nas análises dos 4 testemunhos (GL-640, GL-752, GL-741 e GL-872) foram definidas 7 quimiozonas utilizando análise de excursões positivas ou negativas das razões elementares de Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$, sendo essas, do topo para a base WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4 e WCS5.

Quimiozonas como WCS4, WCS3, WCS1A e WCS0 indicam decréscimo em valores de Fe/K e aumento de $\ln(\text{K}/\text{Al})$, enquanto WCS5 apresenta valores em platô para ambas as razões, WCS2 valores em platô em Fe/K e decréscimo na razão $\ln(\text{K}/\text{Al})$ e WCS1B um aumento nos valores de Fe/K e decréscimo em $\ln(\text{K}/\text{Al})$.

Após a definição das quimiozonas, correlações com os dados de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ com objetivo inferir os diferentes *Marine Isotope Stages* (MIS) e suas relações paleoclimáticas. Infere-se que, WCS4 possui associação com o MIS-5, mais especificamente com o 5a ou 5c, subestágios interglaciais dentro desse MIS; WCS3 com o MIS-5, um período interglacial, possivelmente em seu topo, no subestágio 5a; WCS2 associado ao MIS-4, um período glacial, bem como parte do MIS-3; WCS1B com uma transição entre o MIS-3 e MIS-2; WCS1A marca a última transição glacial-interglacial do limite Pleistoceno-Holoceno; e WCS0 está associada ao MIS 1, associada ao Holoceno.

Dessa maneira, os dados obtidos serão úteis para o projeto maior de modelagem numérica e permitirão melhores correlações estratigráficas. Nota-se que comparativamente às biozonas anteriormente propostas houve mudança significativa nas espessuras e idades anteriormente propostas.

Ademais, o trabalho contribuiu para melhor caracterização da quimioestratigrafia elementar e isotópica em sucessões marinhas profundas do intervalo Pleistoceno-Holoceno da bacia do espírito santo, e para futuros trabalhos que abordaram a área investigada buscando maior detalhamento e novos dados da mesma.

Referências Bibliográficas

- DE ALMEIDA, F. K. et al. Bathymetric and regional benthic foraminiferal distribution on the Espírito Santo Basin slope, Brazil (SW Atlantic). **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 181, p. 103688, 2022.
- ARMSTRONG, H.A., BRASIER, M.D. 2005. Microfossils. Blackwell Publishing, Oxford, 296 p
- BANERJI, U. S. et al. Geochemical indicators in provenance estimation. In: **Geochemical treasures and petrogenetic processes**. Singapore: Springer Nature Singapore, 2022. p. 95-121.
- BASTOS, A. C. et al. Modern sedimentation processes in a wave-dominated coastal embayment: Espírito Santo Bay, southeast Brazil. **Geo-Marine Letters**, v. 35, p. 23-36, 2015.
- BERNER, R. A. **Early diagenesis: a theoretical approach**. Princeton University Press, 1980.
- BOZZANO, G.; KUHLMANN, H.; ALONSO, B. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 183, n. 1-2, p. 155-168, 2002.
- BRADLEY, R.S. **Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary**, third ed. Oxford, 2015.
- BRUHN C.H., 2021. A Importância da Área de Geociências de Reservatórios na Revitalização do Pós-Sal da Bacia de Campos e no Desenvolvimento do Pré-Sal da Bacia de Santos. Anais do 50º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Brasil, 2021.
- CALVERT, S. E.; PEDERSEN, T. F. Chapter fourteen elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. **Developments in marine geology**, v. 1, p. 567-644, 2007.
- CAMPOS, E. JD; VELHOTE, D.; DA SILVEIRA, ILSON CA. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.

CLARK, P. U. et al. The last glacial maximum. *science*, v. 325, n. 5941, p. 710-714, 2009.

COSTA, K. B. et al. Menardiiform planktonic foraminifera stratigraphy from Middle Pleistocene to Holocene in the Western South Atlantic. **Revista Brasileira de Paleontologia**, p. 225-257, 2018.

CRAIG, H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. **Science**, v. 133, n. 3467, p. 1833-1834, 1961.

CRAIG, H.; CHOU, C. C. Methane: The record in polar ice cores. **Geophysical Research Letters**, v. 9, n. 11, p. 1221-1224, 1982.

CRIVELLARI, S. et al. Development and characterization of a new in-house reference material for stable carbon and oxygen isotopes analyses. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 36, n. 6, p. 1125-1134, 2021.

CROUDACE, I. W.; RINDBY, A.; ROTHWELL, R. G. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 267, n. 1, p. 51-63, 2006.

DANSGAARD, W.. Stable isotopes in precipitation. **tellus**, v. 16, n. 4, p. 436-468, 1964.

EMILIANI, C.. Pleistocene temperatures. **The Journal of geology**, v. 63, n. 6, p. 538-578, 1955.

EMILIANI, C.; GEISS, J.. On glaciations and their causes. **Geologische Rundschau**, v. 46, p. 576-601, 1959.

EPBR, 2019. Descoberta gigante de gás em Sergipe tem até 24,4 bi de m³. Endereço eletrônico: <https://epbr.com.br/descoberta-em-sergipe-tem-de-58-bi-a-244-bi-de-m%C2%B3-de-gas-2/>.

FAURE, G. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York, 589 p, 1986

FRANÇA, R. L. et al. Bacia do espírito Santo. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 501-509, 2007.

GORNITZ, V. (Ed.). **Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments**. Springer Science & Business Media, 2008.

GOVIN, A. et al. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36 N–49 S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 1, 2012.

HOEFS, J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, p. 244, 2004

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry**. Berlin: springer, 2009.

INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART v 2023/09)

JANSEN, J. H. F. et al. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. **Marine geology**, v. 151, n. 1-4, p. 143-153, 1998.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, v. 20, n. 1, 2005.

MACPHERSON, H. G. A chemical and petrographic study of Pre-Cambrian sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 14, n. 1-2, p. 73-92, 1958.

MARTINSON, D. G. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year Chronostratigraphy1. *Quaternary research*, v. 27, n. 1, p. 1-29, 1987.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, v. 40, n. 1, p. 25-32, 1978.

MILLIMAN, J. D.; MEADE, Robert H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. **The Journal of Geology**, v. 91, n. 1, p. 1-21, 1983.

MULITZA, S. et al. Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. **Paleoceanography**, v. 23, n. 4, 2008.

NEMČOK, M. et al. Transform margins: development, controls and petroleum systems—an introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 431, n. 1, p. 1-38, 2016.

NIER, A. O. A mass spectrometer for isotope and gas analysis. **Review of Scientific Instruments**, v. 18, n. 6, p. 398-411, 1947.

OPDYKE, N. D. et al. The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal-bearing section of Anza Borrego State Park, California. **Quaternary Research**, v. 7, n. 3, p. 316-329, 1977.

PONTE, F. C.; ASMUS, Haroldo E. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologische Rundschau**, v. 67, p. 201-235, 1978.

PONTE, F. C.; ASMUS, Haroldo Erwin. As bacias marginais brasileiras: estágio atual de conhecimento. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, n. 2, p. 385-420, 2004.

POSAMENTIER, H W.; WALKER, R. G. Deep-water turbidites and submarine fans. 2006.

SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N. D. Neil D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. **Quaternary research**, v. 3, n. 1, p. 39-55, 1973.

SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. **Nature**, v. 270, n. 5634, p. 216-219, 1977.

ROHLING, E. J. et al. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. **Modern foraminifera**, v. 297, p. 239-258, 1999.

ROTHWELL, R. G. et al. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 267, n. 1, p. 79-98, 2006.

SCHREINER, S.; SOUZA, M. B. F. M.; MIGLIORELLI, J. P. R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 16, n. 1, p. 4, 2008.

SCHREINER, S. et al. Digital model of the seabed geomorphology of southern-central Espírito Santo basin and northern Campos basin; Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da bacia do Espírito Santo e norte da bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, 2009.

SHARP, Z. Principles of stable isotope geochemistry. New Jersey: Prentice Hall, p. 360, 2006.

STRAMMA, L.; PETERSON, R. G. The south atlantic current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20, n. 6, p. 846-859, 1990.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 20863-20883, 1999.

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of the Chemical Society (Resumed)**, p. 562-581, 1947.

VICALVI, M. A.; Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. **Anu. Inst. Geocienc**, v. 22, p. 117-119, 1999.

VICALVI, M. A.; KOWSMANN, R. O. Application of foraminiferal biostratigraphy to the assessment of submarine geohazards. In: **Proc. International Symposium of Foraminifera-Forams**. 2006. p. 637.

WILLIAMS, M. et al. Quaternary sea level changes. **Quaternary Environments**. Arbold, London, p. 107-125, 1998.

ZABEL, M. et al. Late Quaternary climate changes in Central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger Fan. **Quaternary Research**, v. 56, n. 2, p. 207-217, 2001.