

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**MICROFÁCIES CARBONÁTICAS E QUIMIOESTRATIGRAFIA DO REGISTRO
CRIOGENIANO DA BACIA DOS PARECIS**

Lucas Henrique Locatelli

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador)

Rio Claro (SP)
2026

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

LUCAS HENRIQUE LOCATELLI

MICROFÁCIES CARBONÁTICAS E
QUIMIOESTRATIGRAFIA DO REGISTRO CRIOGENIANO
DA BACIA DOS PARECIS

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
2026

L811m Locatelli, Lucas Henrique
Microfácies carbonáticas e quimioestratigrafia do registro
Criogeniano da Bacia dos Parecis / Lucas Henrique Locatelli. -- Rio
Claro, 2026
90 p. : il., 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. Bacia dos Parecis. 2. Quimioestratigrafia. 3. Criogeniano. 4.
Microfácies. I. Título.

LUCAS HENRIQUE LOCATELLI

MICROFÁCIES CARBONÁTICAS E
QUIMIOESTRATIGRAFIA DO REGISTRO CRIOGENIANO
DA BACIA DOS PARECIS

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.

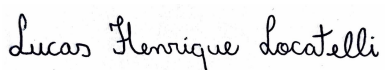
Comissão Examinadora

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador)

Prof. Dr. Gustavo Macedo de Paula Santos

Dra. Juliana Okubo

Rio Claro, 6 de julho de 2026.



Assinatura do aluno



assinatura do orientador

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) – Câmpus de Rio Claro, pela infraestrutura e todo desenvolvimento acadêmico proporcionado ao longo da graduação.

Ao UNESPetro – Centro de Ciências Naturais Aplicadas, pela infraestrutura e todo apoio institucional necessário para a realização deste trabalho.

Agradeço ao apoio financeiro do Programa de Formação de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - PRH-ANP, gerido pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brasil. Processo nº 2025/03066-0 (PRH-40/UNESP) e processo nº 2025/17854-0.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Sergio Caetano Filho, por me apresentar o “mundo dos carbonatos”, além de todo o apoio, suporte e paciência durante todo este percurso, saiba que suas orientações contribuíram e continuarão contribuindo para meu crescimento pessoal e profissional, muito obrigado!

Aos professores por todos os ensinamentos passados durante a graduação, foi de suma importância para minha formação como Geólogo.

Agradeço a Deus, pela força, saúde, foco e proteção durante toda a vida, sem Ele nada disso seria possível.

Agradeço imensamente a toda minha família, em especial aos meus pais Claudete e Denival, ao meu irmão César e a minha cunhada Ingrid, por todo apoio, paciência e incentivo durante esses anos, amo vocês.

Aos meus primos que considero irmãos, Daniel e Everton, obrigado pelas conversas, pescarias, churrascos, jogatinas e principalmente pelos conselhos ao longo desses anos.

Aos meus grandes amigos, Reinaldo, Mateus, Gabriel, Anderson, Vinicius, Cintia, Laura e Isadora, obrigado pelas conversas, incentivo, jogatinas e risadas, contem comigo sempre que precisar, levarei vocês por toda a vida.

Aos amigos que fiz durante a graduação, Arielson, Murilo, Eduardo, Daniela, Thaís, Kalinne, Mariana, Tamiris e Larissa, obrigado pelos momentos, conversas, risadas e as atividades de campo, desejo todo sucesso do mundo a vocês.

Resumo

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica localizada na porção sul-sudeste do Cráton Amazônico, cuja sucessão neoproterozoica preserva registros associados a eventos glaciais e pós-glaciais do Criogeniano. Este trabalho teve como objetivo caracterizar de maneira petrográfica, microfaciológica, geoquímica e isotópica o intervalo entre 4480 e 4200 m do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT, situado na sub-bacia de Juruena, porção centro-sul da Bacia dos Parecis. Para isso, foram utilizadas amostras de testemunho e de calha, analisadas por meio de descrição macroscópica, microscopia óptica, catodoluminescência, MEV/EDS, geoquímica elementar por fluorescência de raios-X e isótopos de carbono em matéria orgânica. Os resultados permitiram individualizar quatro unidades principais: “Unidade Indefinida”, Carbonato Salto Magessi, Formação Bauxi e Formação Puga. A unidade basal denominada neste trabalho como “Unidade Indefinida” é composta por depósitos de diamictitos e siliciclásticos finos, interpretados como o registro glaciogênico relacionado a deglaciação Sturtiana. Os carbonatos de capa da unidade Carbonato Salto Magessi são caracterizados por fácies *mudstones* laminados, *wackestones*, *grainstones* oolíticos e *grainstones* peloidais, indicando sedimentação carbonática pós-Sturtiana com variações nas condições de energia deposicional. A Formação Bauxi é representada por arenitos finos a grossos, arenitos feldspáticos, *wackes* feldspáticos e formações ferríferas, enquanto a Formação Puga é marcada por diamictitos associados à glaciação Marinoana. Os dados petrográficos, geoquímicos e de MEV/EDS mostram que o Carbonato Salto Magessi foi afetado por processos pós-deposicionais, como dolomitização, cimentação e interação com fluidos diagenéticos, evidenciados por variações nas razões Sr/Ca, Mg/Ca, Fe/Sr e Mn/Sr e pela presença de minerais como anidrita, gipsita, celestita e pirita. A integração entre os dados geoquímicos e microfaciológicos permitiu subdividir esta unidade em dois intervalos: o Intervalo I, com predomínio de fácies mais finas e com maior alteração diagenética, e o Intervalo II, com predomínio de fácies mais grossas, porém com melhor preservação da assinatura isotópica de carbono. Os dados isotópicos integrados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ indicam que a unidade ainda preserva informações relevantes sobre a dinâmica do ciclo do carbono durante o Criogeniano, permitindo correlações quimioestratigráficas regionais e globais.

Palavras-chave: Bacia dos Parecis. Quimioestratigrafia. Criogeniano. Microfácies.

Abstract

The Parecis Basin is an intracratonic basin located in the south-southeastern portion of the Amazonian Craton, whose Neoproterozoic succession preserves records associated with Cryogenian glacial and post-glacial events. This study aimed to characterize, through petrographic, microfacies, geochemical, and isotopic analyses, the interval between 4480 and 4200 m of the 2-ANP-0006-MT stratigraphic well, located in the Juruena sub-basin, central-southern portion of the Parecis Basin. For this purpose, core and cutting samples were analyzed through macroscopic description, optical microscopy, cathodoluminescence, SEM/EDS, X-ray fluorescence elemental geochemistry, and organic carbon isotope analyses. The results allowed the individualization of four main units: the “Undefined Unit”, Salto Magessi Carbonate, Bauxi Formation, and Puga Formation. The basal unit, referred to in this study as the “Undefined Unit”, is composed of diamictites and fine-grained siliciclastic deposits, interpreted as a glaciogenic record related to the Sturtian deglaciation. The cap carbonates of the Salto Magessi Carbonate unit are characterized by laminated *mudstone*, *wackestone*, oolitic *grainstone*, and peloidal *grainstone* facies, indicating post-Sturtian carbonate sedimentation under variable depositional energy conditions. The Bauxi Formation is represented by fine- to coarse-grained sandstones, feldspathic sandstones, feldspathic wackes, and iron formations, whereas the Puga Formation is marked by diamictites associated with the Marinoan glaciation. Petrographic, geochemical, and SEM/EDS data show that the Salto Magessi Carbonate was affected by post-depositional processes, such as dolomitization, cementation, and interaction with diagenetic fluids, evidenced by variations in Sr/Ca, Mg/Ca, Fe/Sr, and Mn/Sr ratios and by the presence of minerals such as anhydrite, gypsum, celestite, and pyrite. The integration of geochemical and microfacies data allowed this unit to be subdivided into two intervals: Interval I, dominated by finer-grained facies and more intense diagenetic alteration, and Interval II, dominated by coarser-grained facies but showing better preservation of the carbon isotope signature. Integrated $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotope data indicate that the unit still preserves relevant information on the dynamics of the carbon cycle during the Cryogenian, allowing regional and global chemostratigraphic correlations.

Keywords: Parecis Basin; Chemostratigraphy; Cryogenian; Microfacies

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização indicando a área de estudo e as principais vias de acesso, com posição aproximada do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT.	14
Figura 2 - Mapa estrutural simplificado da Bacia dos Parecis.	18
Figura 3 - Coluna litoestratigráfica da porção central da Bacia dos Parecis, Sub-bacia Juruena.	20
Figura 4 - Curva de evolução da composição isotópica de C durante a era neoproterozoica e início da cambriana.	23
Figura 5 - Esquema do fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ com base no ciclo da água.	26
Figura 6 - Seção estratigráfica do intervalo neoproterozoico amostrado pelo poço 2-ANP-0006-MT, acompanhada pelos perfis quimioestratigráficos de isótopos de C e O, com destaque para o intervalo estudado.	28
Figura 7 - A) Fragmento de amostra de testemunho. B) Fragmentos de amostra de calha, já lavados e triados.	29
Figura 8 - A) A esquerda, béquer utilizado para retenção dos finos a serem descartados, a direita, peneira de 1 mm utilizada para o peneiramento das amostras. B) Amostra já lavada com água deionizada, para remoção dos torrões de argila. C) Ultrassom utilizado para desagregação das argilas na superfície dos fragmentos. D) Secagem do material em estufa a 40°C. E) Triagem do material para remoção de possíveis contaminantes. F) Almofariz de ágata utilizado para a pulverização das amostras.	30
Figura 9 - Microscópio óptico ZEISS Axio Imager.A2 com câmera acoplada, utilizado para estudo petrográfico e fotomicrografia das lâminas delgadas.	32
Figura 10 - A) Catodoluminescência CITL MK5-2 conjunto ao Microscópio ZEISS Axio Scope A1, adaptado com câmera. B)	33
Figura 11 - A) Cadinhos confeccionados para análises geoquímicas. B) FRX portátil Bruker Tracer 5g, utilizado para análise de amostras de maneira não-destrutiva.	34
Figura 12 - A) Amostras em banho maria, para a dissolução da dolomita B) Lavagem do resíduo insolúvel utilizando água ultrapura. C) Amostras em centrifuga. D) Secagem das amostras em estufa a 40 °C. E) Pesagem das amostras utilizando cápsulas de estanho. E) Tubos de estanho já fechado, para posterior análise de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	35
Figura 13 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Arenitos maciços médios a grossos, com coloração acinzentada. C e D) Diamictitos apresentando matriz argilosa e seixos facetados, sua coloração varia desde a cinza a amarronzado.	36
Figura 14 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de folhelhos maciços de coloração escura, profundidade de 4477 e 4443 m, respectivamente. Nicóis descruzados.	37

- Figura 15** - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A) Calcilitito com laminação plano-paralela milimétrica e coloração acinzentada. B) Calcilitito com laminações irregulares milimétricas e coloração acinzentada. 38
- Figura 16** - Amostras de testemunho do poço 2-ANP-0006-MT. Calcilititos com laminação plano-paralela centimétrica a milimétrica, apresentando variação de cor entre as laminações, desde cinza a marrom claro. 38
- Figura 17** - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Fragmentos de mudstones maciços de coloração escura. Profundidade de 4428 m. Nicóis descruzados. B) Fotomicrografia: Detalhe para fragmento de mudstone com pirita framboidais, com tamanhos entre 50 a 200 μm . Profundidade de 4416m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmentos de mudstones maciços (coloração escura) e quartzitos. Profundidade de 4416 m. Nicóis cruzados. 39
- Figura 18** - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Intervalo afetado por veio de quartzo e fraturas preenchidas por pirita. Profundidade de 4411,14 m. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia: Detalhe para fraturas e poros preenchidos por pirita. Profundidade de 4411,14m. Nicóis descruzados. 40
- Figura 19** - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Fotomicrografia: wackestones maciços, compostos por matriz micrítica e quartzo, com presença de pirita framboidais e cúbicas. Profundidade de 4.406,01 a 4.407,02 m. Nicóis cruzados. D, E e F) Fotomicrografia: wackestones com laminações microbiais milimétricas, as laminações apresentam coloração mais escura (marrom) em relação a matriz micrítica (cinza). Profundidade de 4.401,15 a 4.404,21 m. Nicóis cruzados. 40
- Figura 20** - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Fragmento de grainstone oolítico ao centro, composto por ooides e matriz micrítica de coloração amarronzada. Profundidade de 4380 m. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia: Fragmento de grainstone oolítico micritizado. Profundidade de 4389 m. Nicóis descruzados. C e D) Fotomicrografia: Detalhe para cristais de anidrita. Profundidade de 4395 e 4392 m, respectivamente. Nicóis cruzados. 42
- Figura 21** - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de grainstone peloidal maciço. Profundidade de 4389 e 4383 m, respectivamente. Polarizadores cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmentos de grainstone peloidal com laminações microbiais milimétricas. Profundidade de 4389 e 4383 m, respectivamente. Polarizadores cruzados. E e F) Fotomicrografia: Detalhe para os cristais de gipsita em anidrita em meio aos grãos. Profundidade de 4389 m. Polarizadores cruzados. 43
- Figura 22** - Mapeamento composicional de amostra de calha (MEV/EDS), profundidade de 4398 m. O mapa de Mg indica maiores concentrações em cristais de dolomita e a processos de dolomitização da matriz, enquanto o mapa de Ca indica a matriz carbonática. 44

Figura 23 - Mapeamento composicional de amostra de calha (MEV/EDS), profundidade de 4389 m. O mapa de Mg indica maiores concentrações do mesmo em cristais de dolomita e em cimentos isópacos do tipo dente-de-cão (calcitas de baixo Mg) nos ooides.	45
Figura 24 - Imagens de catodoluminescência óptica em amostra de calha. A e B) Fragmento de grainstone oolítico com cimentos isópacos do tipo dente-de-cão (porção mais escura e pontiaguda em volta dos ooides), profundidade de 4380 e 4389 m, respectivamente.	46
Figura 25 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Diamictitos de composição polimítica e coloração amarronzada.	47
Figura 26 - Amostras de testemunho do poço 2-ANP-0006-MT. A) Possível Formação Ferrífera Bandada (BIFs). Profundidade de 4354,65 m (topo da caixa 02). B e C) Arenitos finos a médios com laminação plano paralela e coloração acinzentada. Profundidade de 4354,00 (centro da caixa 01) e 4365,65 (topo da caixa 15/19), respectivamente. D e E) Diamictitos com seixos facetados e matriz argilosa de coloração cinza escuro. Profundidade de 4359,35 (centro da caixa 07) e 4366,65 (centro da caixa 16), respectivamente.	48
Figura 27 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Arenitos médios a grossos com estrutura maciça. D) Arenito médio com laminação plano-paralela. E) Arenito conglomerático maciço. F) Arenito médio com laminações truncadas a irregulares.	49
Figura 28 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Fotomicrografia: Fragmentos de arenitos feldspáticos finos a médios com estrutura maciça. Profundidade de 4305, 4332 e 4341 m, respectivamente. Nicóis cruzados. D, E e F) Fotomicrografia: Detalhe para grãos de microclínio (em vermelho) em fragmentos de arenitos feldspáticos. Profundidade de 4305, 4332 e 4341 m, respectivamente. Nicóis cruzados.	50
Figura 29 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmento de wacke feldspático maciço. Profundidade de 4290 m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmento de wacke feldspático com laminações irregulares. Profundidade de 4290 m. Nicóis cruzados.	52
Figura 30 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Diamictitos maciços com seixos facetados de composição polimítica e matriz argilosa de coloração acinzentada.	53
Figura 31 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de wackes feldspáticos finos a grossos. Profundidade de 4233 m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Destaque para grãos de microclínio em fragmentos de wackes feldspáticos. Profundidade de 4278 m. Nicóis cruzados.	53
Figura 32 - Seção estratigráfica da unidade “Carbonato Salto Magessi”, acompanhada pelos perfis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, fracionamento isotópico do C ($\Delta^{13}\text{C}$),	

Carbono Orgânico Total (COT), e razões geoquímicas, como Mg/Ca, Sr/Ca, Fe/Sr e Mn/Sr, utilizadas para avaliação diagenética. 57

Figura 33 - A e B) Diagramas Sr/Ca vs Mn/Sr e Sr/Ca vs Fe/Sr, a direção da seta cinza indica o aumento no grau de alteração diagenética esperada a partir da interação com fluidos não-marinhos, para ambos os intervalos. C) Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca, o Intervalo II apresenta valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, sugerindo interação com fluidos meteóricos isotopicamente leves, já o Intervalo I apresenta valores mais positivos, sugerindo interação com fluidos isotopicamente mais pesados, como salmouras evaporíticas. D) Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca, apresenta valores mais dispersos, sugerindo que o parâmetro $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ está relativamente mais preservado em ambos os intervalos. . 61

Figura 34 - A e B) Diagramas $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr, o Intervalo I sugere influência de um fluido diagenético mais redutor, devido ao aumento das razões de Fe/Sr e Mn/Sr. Já o Intervalo II, sugere maior preservação do sinal isotópico C, devido aos valores negativos de $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e baixas razões de Fe/Sr e Mn/Sr. C e D) Os diagramas $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr mostram as tendências diagenéticas segundo Kah (2000). A seta azul indica tendência diagenética oriundas de salmouras evaporíticas ou fluidos de temperaturas mais baixas, já a seta vermelha indica tendência diagenética causada por fluidos meteóricos ou fluidos de temperaturas mais altas. 63

Figura 35 - Análises pontuais de amostra de calha, profundidade de 4398 m. Na análise pontual (10) ocorrem picos Sr, S e Ca em mineral de celestita. A análise pontual (14) apresenta maiores concentrações de Ca e Mg em meio a matriz. A análise pontual (22) mostra picos de S e Ca em minerais de anidrita e gipsita (sulfatos de cálcio). 64

Figura 36 - Análises pontuais de amostra de calha, profundidade de 4398 m. A análise pontual (3) apresenta picos de Fe, Mg e Ca, em meio a matriz. A análise pontual (4) mostra picos de S e Ca em minerais de anidrita e gipsita (sulfatos de cálcio). Na análise pontual (7) ocorrem picos Sr, S, Ca e Ba em mineral de celestita. 65

Figura 37 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, o Intervalo I mostra uma correlação forte positiva ($R^2 = 0,89$), sugerindo alteração no sinal primário. Já o Intervalo II apresenta uma correlação fraca ($R^2 = 0,29$), indicando maior preservação da assinatura isotópica primária..... 67

Figura 38 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e % C_{org} , com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,01$). 68

Figura 39 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e COT, com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,09$). 68

Figura 40 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e % CaCO_3 , com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,02$). 69

Figura 41 - Seção estratigráfica do registro Criogeniano da Bacia dos Parecis. 72

Figura 42 - Evolução sedimentar do registro Criogeniano da Bacia dos Parecis. A) Glaciação Sturtiana, com deposição da sucessão siliciclástica da “Unidade Indefinida”. B) Intervalo pós-glaciação Sturtiana, regressão marinha com a deposição dos carbonatos

Salto Magessi. C) Regressão marinha e deposição das Formações Ferríferas Bandadas, seguidos da transgressão marinha e deposição dos arenitos da Formação Bauxi. Acima dos arenitos, ocorrem os diamictitos da Formação Puga, depositados durante a Glaciação Marinoana..... 73

Figura 43 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, com correlação forte inversa para os Intervalos I e II (R^2 iguais a 0,67 e 1, respectivamente). 76

Figura 44 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\Delta^{13}\text{C}$, com correlação forte inversa entre os parâmetros, tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II (R^2 iguais a 0,90 e 1, respectivamente). 76

Figura 45 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}$, os parâmetros possuem uma correlação forte inversa para ambos os Intervalos (R^2 igual a 0,91 para o Intervalo I e 1 para o Intervalo II)..... 77

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Objetivos:.....	13
1.2. Localização da Área de Estudo	14
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	14
2.1. Glaciações Neoproterozoicas Criogenianas e a Hipótese Snowball Earth	14
2.2. Geologia Regional	17
2.3. Histórico exploratório na Bacia dos Parecis	20
2.4. Químioestratigrafia elementar e isotópica	21
2.3.1. <i>Isótopos de C</i>	22
2.3.2. <i>Isótopos de O</i>	25
2.4. Microfácies carbonáticas	26
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
3.1. Seção estudada e amostras.....	27
3.2. Preparação de amostras de testemunho e calha	28
3.3. Estudo petrográfico e microfaciológico	31
3.4. Análises de elementos maiores e traços por Fluorescência de Raios-X.....	33
3.5. Análises isotópicas de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).....	34
4. RESULTADOS	36
4.1. Fácies e microfácies do intervalo Criogeniano do poço 2-ANP-006-MT	36
4.1.1. <i>Unidade Indefinida</i>	36
4.1.2. <i>“Carbonato Salto Magessi”</i>	37
4.1.3. <i>Formação Bauxi</i>	47
4.1.4. <i>Formação Puga</i>	52
4.2. Geoquímica elementar	54
4.3. Análises isotópicas de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).....	58
5. DISCUSSÃO	59
5.1. Avaliação de alterações pós-deposicionais sobre o registro isotópico	59
5.2. Interpretação e evolução paleoambiental	69
5.3. Químioestratigrafia isotópica do intervalo Criogeniano do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT.....	74
6. CONCLUSÕES.....	78
REFERÊNCIAS	81

1. INTRODUÇÃO

O registro neoproterozoico tem se destacado como um dos mais importantes para a compreensão das mudanças paleoambientais globais que moldaram o Sistema Terra na forma que conhecemos, uma vez que está associado a eventos glaciais de escala planetária e com mudanças significativas na composição química atmosférica e marinha. Nesse contexto, as sucessões sedimentares assumem papel central, pois preservam informações estratigráficas, paleoambientais e geoquímicas essenciais para a reconstituição desses eventos (KAUFMAN *et al.*, 1997; SHIELDS, 2005).

Diversos estudos quimioestratigráficos como os de Kaufman *et al.* (1997), Alvarenga *et al.* (2004) e Halverson *et al.* (2005, 2007), têm demonstrado que rochas carbonáticas neoproterozoicas de diferentes bacias sedimentares ao redor do mundo registram assinaturas isotópicas marcantes, em especial nos isótopos estáveis de carbono e oxigênio que permitem a elaboração de curvas quimioestratigráficas globais. Essas curvas são utilizadas para a correlação entre diferentes bacias, desde que estas sucessões carbonáticas tenham sido depositadas em ambientes marinhos abertos ou em uma mesma bacia oceânica, assim, fornecendo parâmetros para a identificação de eventos de grande escala, como os eventos do tipo *Snowball Earth* no Neoproterozoico (HOFFMAN *et al.*, 1998; HOFFMAN & SCHRAG, 2002) e a posterior diversificação biológica do Cambriano.

No Brasil, diferentes bacias intracratônicas preservam sucessões neoproterozoicas que documentam tais eventos, como as bacias do São Francisco e a dos Parecis. Apesar de seu expressivo potencial para a compreensão dos processos que caracterizam o Neoproterozoico, a Bacia dos Parecis ainda apresenta um quadro incipiente de estudos estratigráficos, sedimentológicos e geoquímicos, especialmente no que se refere às sucessões carbonáticas. Essa carência de estudos mais detalhados representa uma lacuna científica relevante tanto no âmbito regional quanto em correlações globais.

Nos últimos anos, o avanço do conhecimento sobre a Bacia dos Parecis tem sido impulsionado por atividades de exploração e pela disponibilidade de dados geofísicos e estratigráficos, oriundos de projetos de levantamento e avaliação de potencial exploratório conduzidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Esses estudos revelaram indícios de potenciais sistemas petrolíferos e a presença de rochas carbonáticas com características favoráveis à geração e ao armazenamento de hidrocarbonetos,

o que motivou novas investigações sedimentológicas e geoquímicas na região (ANP, 2021a; LOUREIRO *et al.*, 2017).

No contexto de baixo conhecimento do sistema petrolífero e necessidade de maior caracterização da sucessão neoproterozoica da bacia, o presente estudo busca investigar petrograficamente e geoquimicamente o intervalo de 4480 a 4200 metros, amostrado em subsuperfície pelo poço 2-ANP-0006-MT, com amostras disponibilizadas a partir do projeto Petrobras/ANP nº2017/00274-4 e atualmente sendo investigadas pelo projeto Universal CNPq 404068/2023-5, coordenado pelo orientador do presente estudo. Foi realizada a petrografia de detalhe, composta por microscopia óptica, catodoluminescência e MEV/EDS, bem como a aquisição de dados isotópicos de carbono em matéria orgânica, além da geoquímica elementar, visando a caracterização paleoambiental e quimioestratigráfica, assim, contribuindo para evolução do modelo deposicional e do sistema petrolífero na bacia.

1.1. Objetivos:

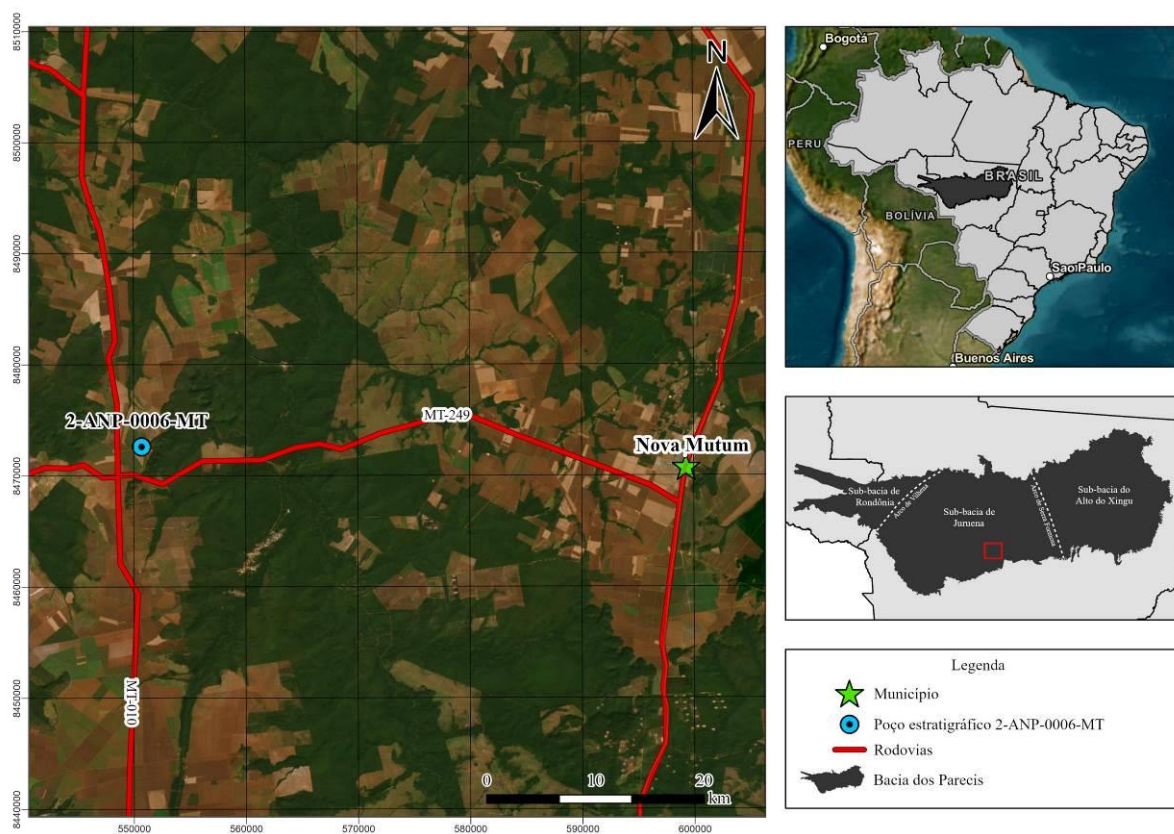
O presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) teve como principal objetivo avaliar a evolução paleoambiental e a geoquímica de ambientes marinhos neoproterozoicos na borda do Cráton Amazônico, por meio da petrografia detalhada, geoquímica elementar e quimioestratigrafia isotópica (isótopos de C e O em carbonatos e C em matéria orgânica) em rochas sedimentares não aflorantes, do intervalo de 4480 a 4200 metros, amostrado pelo poço 2-ANP-0006-MT, relacionado ao registro criogeniano da seção, localizado na sub-bacia de Juruena, porção centro-sul da Bacia dos Parecis. Os objetivos específicos visaram:

- i. Detalhamento microfaciológico dos carbonatos criogenianos do poço 2-ANP-0006-MT e refinamento da seção estratigráfica, e do modelo deposicional das unidades para intervalo estudado, avaliando os potenciais elementos do sistema petrolífero.
- ii. Caracterização da geoquímica elementar, permitindo maiores inferências paleodeposicionais e da evolução diagenética das rochas carbonáticas estudadas.
- iii. Obtenção de curvas isotópicas de carbono em matéria orgânica, acompanhadas de interpretações paleoambientais a partir da integração com os dados isotópicos disponíveis para os carbonatos (LAMOSO *et al.*, 2023), permitindo inferências acerca da evolução do ciclo de carbono bacinal/global, a partir do intervalo estudado.

1.2. Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada na porção centro-sul da Bacia dos Parecis, na sub-bacia de Juruena, a sul-sudeste do Cráton Amazônico, no estado do Mato Grosso. As amostras de calha e de testemunho estudadas no presente trabalho foram fornecidas pela Petrobras, sendo obtidas através do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT, no qual atingiu cerca de 4500 metros de profundidade. O poço foi perfurado entre o cruzamento das rodovias MT-249 e MT-010, próximo ao município de Nova Mutum (Figura 1), entre os anos 2015 e 2016.

Figura 1 - Mapa de localização indicando a área de estudo e as principais vias de acesso, com posição aproximada do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT.



2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Glaciações Neoproterozoicas Criogenianas e a Hipótese *Snowball Earth*

O Neoproterozoico foi marcado por importantes reorganizações tectônicas, climáticas, oceanográficas e biogeoquímicas, no qual abriu um caminho para o que hoje é o nosso planeta (e.g., OCH & SHIELDS-ZHOU, 2012). Entre esses eventos, destacam-se as glaciações criogenianas Sturtiana e Marinoana, relacionadas à hipótese *Snowball Earth* (KIRSCHVINK,

1992; HOFFMAN *et al.*, 1998). Segundo Rooney *et al.* (2020) a glaciação Sturtiana, ocorreu entre 717 e 660 Ma, sendo considerada um evento de longa duração e concentra a maior parte das formações ferríferas e manganésíferas do Neoproterozoico, associados a depósitos glaciais-periglaciais (HOFFMAN *et al.*, 2017). Já a glaciação Marinoana ocorreu entre 657 a 635 Ma (ROONEY *et al.*, 2020), caracterizado pela presença de depósitos glaciais diretamente recobertos por carbonatos de capa, depositados durante a transição pós-glacial (HOFFMAN *et al.*, 2017). A glaciação Gaskiers ocorreu entre 579 Ma e marca o último grande evento glacial do Neoproterozoico, em seus depósitos predominam diamictitos, *dropstones* e seixos estriados (PU *et al.*, 2016)

As principais evidências destas glaciações são depósitos glaciais em paleolatitudes tropicais, como diamictitos, estruturas periglaciais, seixos estriados, clastos caídos e/ou *dropstones*, registrados em diversos lugares do mundo. Outra evidência importante amplamente discutida são as sucessões carbonáticas pós-glaciais, comumente chamados de *cap carbonates* ou “carbonatos de capa”, como depósitos carbonáticos presentes em diversas sucessões neoproterozoicas, os quais recobrem em paraconformidade as unidades glaciais, indicando uma transição abrupta entre condições glaciais extremas e um ambiente pós-glacial com temperaturas mais elevadas. Diversas hipóteses tem sido postuladas para explicar tais mudanças, com as pioneiras proferindo que o elevado CO₂ atmosférico teria aumentado o processo de intemperismo químico, descarregando bicarbonato nos oceanos tamponando este e precipitando carbonato (e.g. HOFFMAN *et al.*, 1998; HOFFMAN & SCHRAG, 2002). Tais carbonatos registram assinaturas isotópicas de carbono anômalas, as quais são utilizadas como principal ferramenta de estudo destes eventos e as mudanças na composição química dos oceanos durante o Neoproterozoico (KNOLL *et al.*, 1986; KAUFMAN & KNOLL, 1995).

A hipótese *Snowball Earth* foi inicialmente proposta por Kirschvink (1992) a partir de dados paleomagnéticos, onde mais tarde foi aperfeiçoada por Hoffman *et al.* (1998) e Hoffman & Schrag (2002). Na mais recente revisão, Hoffman *et al.* (2017) utilizaram como base perturbações nos ciclos do C, O, S, Fe e Sr registrados em sucessões carbonáticas pós-glaciais para elencar as principais hipóteses acerca desses eventos. Segundo os autores, o planeta teria passado por um evento climático extremo, no qual grande parte (ou até mesmo total) da superfície continental e oceânica teria sido coberta por gelo. O principal mecanismo climático associado a este evento é o *feedback* gelo-albedo, com a expansão do gelo sobre a superfície terrestre aumenta-se a reflexão da radiação solar, reduzindo a absorção da mesma e, conseqüentemente, intensificando o resfriamento até as regiões tropicais. O processo de

deglaciação do planeta é explicado pelo aumento progressivo de CO₂ atmosférico, em resposta a cobertura de gelo nos continentes e uma redução significativa no processo de intemperismo continental, permitindo que o CO₂ liberado por atividades vulcânicas se acumulasse na atmosfera. No longo prazo, esse acúmulo fatalmente culminou em um efeito estufa intenso, capaz de reverter o sistema e desencadeando a posterior deglaciação (HOFFMAN *et al.*, 2017).

O reaparecimento de formações ferríferas bandadas (BIFs) no registro neoproterozoico é outra evidência associada a hipótese *Snowball Earth*. Inicialmente, Kirschvink (1992) propôs que uma Terra coberta por gelo poderia gerar condições oceânicas anóxicas, favorecendo o acúmulo de Fe²⁺ dissolvido a partir da extensa camada de gelo sobre os oceanos, a qual limitaria a oxigenação. Posteriormente, com a deglaciação decorrente das condições de efeito estufa, os oceanos degelariam, retomando a circulação oceânica e oxigenando a água, assim favorecendo a oxidação do Fe²⁺ para Fe³⁺, levando à precipitação de óxidos de ferro no fundo dos oceanos, gerando então as formações ferríferas. Mais tarde, estudos mais recentes de Hoffman & Schrag (2002) e Hoffman *et al.* (2017), aderiram as formações ferríferas neoproterozoicas como evidências geoquímicas compatíveis com a hipótese *Snowball Earth*, interpretando-as não apenas como depósitos sedimentares isolados, mas como registros de perturbações globais e reorganização química no sistema oceano-atmosfera durante eventos climáticos de escala global.

Nesse contexto, a quimioestratigrafia é utilizada para reconhecer e investigar as glaciações criogenianas e sua perturbação nos ciclos biogeoquímicos globais, por meio das variações nas razões isotópicas do $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e.g. KNOLL *et al.*, 1986; MELEZHIK *et al.*, 2001; HALVERSON *et al.*, 2005). Excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ observadas em carbonatos de capa pós-glaciais indicam fortes perturbações no ciclo do carbono durante a transição de um clima glacial para um interglacial, enquanto as razões de $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem registrar a taxa de intemperismo continental e as mudanças na composição oceânica após a deglaciação (e.g. JACOBSEN & KAUFMAN, 1999; MELEZHIK *et al.*, 2001; ZAKY *et al.*, 2019). Estudos de Halverson *et al.* (2005, 2007, 2010) demonstram que o registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos neoproterozoicos permitem a correlação entre sucessões sedimentares em diferentes bacias, desde que a mesma apresente assinaturas isotópicas primárias e tenha mesma composição química do oceano global.

No Brasil, estudos recentes de Lamoso *et al.* (2023) na Faixa Paraguai Norte, indicam que a Bacia dos Parecis pode registrar os três grandes eventos glaciais neoproterozoicos, o

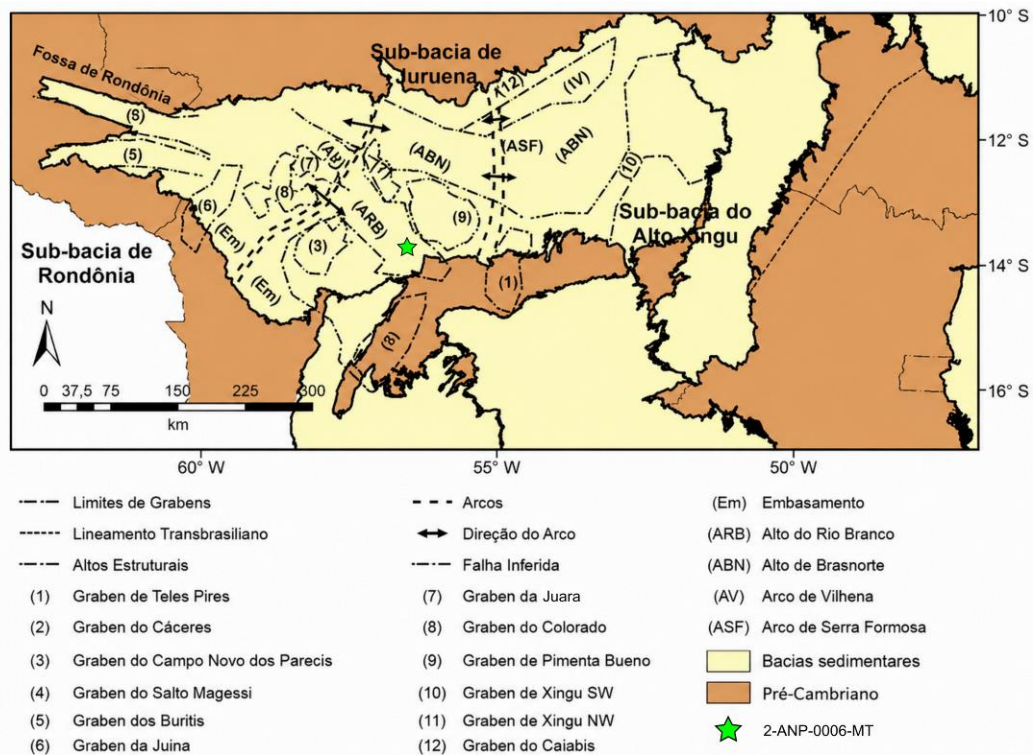
Sturtiano, Marinoano e Gaskiers, registrados na seção perfurada pelo poço aqui estudado. Os dados isotópicos de C, O e Sr obtidos no poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT, mostram duas excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ correlacionadas às glaciações Sturtiana (registrada nos carbonatos de capa Salto Magessi) e Marinoana (registrada nos carbonatos de capa da Formação Mirassol D'Oeste), seguidas por valores positivos indicativos de interglaciais.

2.2. Geologia Regional

A Bacia dos Parecis é uma bacia policíclica que registra sedimentação intracratônica desde o Neoproterozoico até o Mesozoico, com cerca de 6km de espessura de rochas sedimentares (LOUREIRO *et al.*, 2017; FONTES *et al.*, 2019). A bacia está localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, fazendo limite à sudoeste com o Arco de Guaporé e à sudeste com o Arco do Xingu marcada por afloramentos de idade paleozoica em suas margens, cobrindo cerca de 350.000 km² entre os estados de Mato Grosso e Rondônia (Figura 2). Três domínios tectonossedimentares são propostos para a bacia, delimitados pelos arcos de Vilhena e Serra Formosa (SIQUEIRA & TEIXEIRA, 1993), sendo a Fossa Tectônica de Rondônia ou Sub-Bacia de Rondônia no extremo oeste, a Sub-Bacia de Juruena na porção central, e a Sub-Bacia do Alto Xingu, à leste (Figura 2).

A gênese da bacia está associada a uma fase inicial de rifteamento, marcado pela quebra do supercontinente Rodinia (~1.0-0.75 Ga) seguida por subsidência térmica e, posteriormente, por deformação compressiva ligada à Orogênese Brasileira (e.g. PEDREIRA & BAHIA, 2004; BAHIA *et al.*, 2007; HAESER *et al.*, 2014; LOUREIRO *et al.*, 2017). Essa evolução resultou em um sistema de bacias do tipo *foreland* invertidas, com inversão de estruturas pré-existentes e a geração de sub-bacias internas (HAESER *et al.*, 2014; LOUREIRO *et al.*, 2017). Atualmente, a Bacia dos Parecis é subdividida em três compartimentos principais: a sub-bacia de Rondônia, a sub-bacia de Juruena e a sub-bacia do Alto Xingu, separadas pelos altos estruturais de Vilhena e Serra Formosa (SIQUEIRA, 1989; BAHIA *et al.*, 2007). O embasamento é constituído por rochas metamórficas e ígneas de alto a baixo grau, pertencentes aos complexos Jamari e Xingu, além de intrusões máfico-ultramáficas mesoproterozoicas (BAHIA *et al.*, 2007).

Figura 2 - Mapa estrutural simplificado da Bacia dos Parecis.



Fonte: modificado de Loureiro *et al.*, 2017.

A coluna estratigráfica neoproterozoica da Bacia dos Parecis apresenta grande semelhança com a da Faixa Paraguai Norte, refletindo uma evolução tectono-sedimentar contínua entre o domínio cratônico e o orógeno adjacente (LOUREIRO *et al.*, 2017; LAMOSO *et al.*, 2023) (Figura 3). A sequência sedimentar basal é composta por arenitos e siltitos da Sequência Rift Basal, sobrepostos por depósitos carbonáticos definidos informalmente como “Carbonato Salto Magessi”, e depósitos siliciclásticos correlatos as formações Bauxi e Puga, com estas unidades representando o principal foco de estudo deste trabalho.

O Carbonato Salto Magessi corresponde a uma unidade carbonática reconhecida inicialmente em subsuperfície através do poço estratigráfico 2-SM-1-MT, na região de Salto Magessi (MT) (VASCONCELOS *et al.*, 2014). Mais tarde, esta unidade também foi investigada através do poço 2-ANP-0006-MT, onde estudos quimioestratigráficos de Lamoso *et al.* (2023), meio dos isótopos de C e Sr em carbonatos, indicam que o Carbonato Salto Magessi pode representar uma sucessão pós-Sturtiana.

A Formação Bauxi foi inicialmente definida por Vieira (1965) na porção norte da Serra das Araras (MT), na Faixa Paraguai Norte. Posteriormente, Figueiredo *et al.* (1974) subdividiu a Formação Bauxi em dois membros principais, onde o membro inferior é composto por

metargilitos, metasiltitos, metarcóseos, metagrauvacas e folhelhos, enquanto o nível superior é constituído por metarenitos ortoquartzíticos com níveis conglomeráticos locais. Além disso, são descritos estruturas sedimentares como *hummocky*, laminações cruzadas e laminações onduladas em camadas de arenitos intercalados com siltitos (FIGUEIREDO *et al.*, 1974). Já Alvarenga & Saes (1992) consideram os depósitos da Formação Bauxi como uma fácies arenosa da Formação Puga, associada a depósitos glaciomarinheiros e turbidíticos proximais.

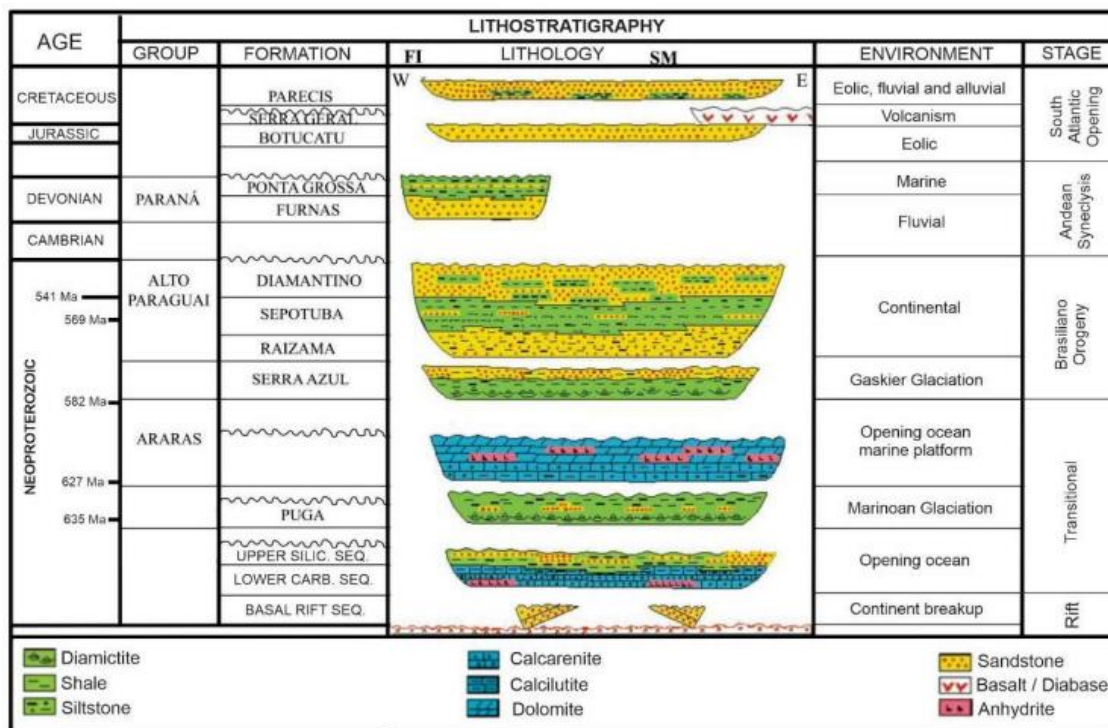
A Formação Puga é caracterizada por folhelhos, arenitos, siltitos, conglomerados e sobretudo, por diamictitos, com idade máxima de deposição proposta de 628 ± 7 Ma no domínio da Faixa Paraguai Norte (BABINSKI *et al.*, 2010), interpretados como depósitos glaciomarinheiros, retrabalhados em sistemas de plataforma, talude e talude externo, no qual registram o evento glacial Marinoano (NOGUEIRA *et al.*, 2007; ALVARENGA *et al.*, 2008). Piacentini *et al.* (2007) descreveu a ocorrência de formações ferríferas associadas a diamictitos da Formação Puga, na região da Serra da Bodoquena (MS), no domínio da Faixa Paraguai Sul. A camada de formação ferrífera de aproximadamente 2 m de espessura é delimitada no topo e na base por diamictitos de matriz ferruginosa da Formação Puga. A ocorrência de formações ferríferas bandadas sobrepostas a depósitos siliciclásticos glaciomarinheiros, sugerem um contexto deposicional semelhante aos observados em BIFs do tipo *Rapitan*, que também são interpretados como condições oceânicas ferruginosas desenvolvidas durante ou após eventos glaciais no Neoproterozoico (BALDWIN *et al.*, 2021; COX *et al.*, 2013). Já os carbonatos de capa da Formação Mirassol d'Oeste, datados em 633 ± 25 Ma (BABINSKI, 2011) representam os depósitos pós-glaciais ao Marinoano.

Na sequência, instalam-se as unidades do Grupo Araras, compostas, da base para o topo, pelas formações Mirassol D'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres, que refletem uma tendência transgressivo-regressiva, variando de fácies plataformais profundas a rasas e evaporíticas (ALMEIDA, 1965; NOGUEIRA *et al.*, 2003; ALVARENGA *et al.*, 2004). A Formação Nobres registra condições áridas e deposição tipo *sabkha*, marcando o encerramento da regressão ediacarana.

Sobre o Grupo Araras, ocorrem os depósitos do Grupo Alto Paraguai, cuja unidade basal, a Formação Serra Azul, é composta por diamictitos e siltitos com intercalações arenosas e lentes carbonáticas (FIGUEIREDO *et al.*, 2008). Essa unidade possui idade Pb–Pb de 596 ± 26 Ma (FIGUEIREDO *et al.*, 2010) e é interpretada como registro da glaciação Gaskiers (~582 Ma) (FIGUEIREDO & BABINSKI, 2014).

As formações Raizama, Sepotuba e Diamantino representam depósitos flúvio-deltaicos do topo do Grupo Alto Paraguai (BANDEIRA *et al.*, 2012), encerrando a sedimentação neoproterozoica, antes do início da deposição paleozoica (SIQUEIRA, 1989).

Figura 3 - Coluna litoestratigráfica da porção central da Bacia dos Parecis, Sub-bacia Juruena.



Fonte: Loureiro *et al.*, 2017.

2.3. Histórico exploratório na Bacia dos Parecis

A Bacia dos Parecis foi alvo de recentes rodadas de atividades exploratórias que, apesar de ainda imatura em termos de conhecimento, foi iniciada ainda no final da década de 1980, a partir de levantamentos geofísicos realizados pela Petrobras (SIQUEIRA & TEIXEIRA, 1993). Levantamentos sísmicos prosseguiram no início da década de 1990, seguidos da perfuração do primeiro poço na bacia, o poço 2-FI-1-MT, com 2.386 m de espessura estratigráfica. Já em 1995, o poço 2-SM-1-MT atingiu ainda maiores profundidades, com uma sucessão amostrada de 5.777 metros, e ainda assim, não atingindo o embasamento (ANP, 2021a).

Apesar de serem considerados poços secos, o poço 2-SM-1-MT apresentou gás imóvel (inerte). Na década de 2000, a ANP retomou as atividades exploratórias, realizando estudos de prospecção geoquímica em superfície, detectando indícios de exudações de gás termogênico, o que resultou na oferta de seis blocos na 10ª Rodada de Licitações na década seguinte. Nesta

nova etapa exploratória, foram realizados levantamentos sísmicos e potenciais adicionais, acompanhados de mais dois poços perfurados o 1-BRSA-1204-MT em 2016 (ANP, 2021a), 2-ANP-0004-MT e o poço 2-ANP-0006-MT (ANP, 2021b). Índícios de hidrocarbonetos foram detectados nos poços 2-ANP-0006-MT e 1-BRSA-1204-MT.

Com as recentes perfurações, as ocorrências de gás termogênico e indícios de hidrocarbonetos apontam para um sistema petrolífero na bacia, entretanto, ainda muito especulado dado o baixo grau de conhecimento geológico da bacia, com área pouco aflorante, especialmente para o intervalo neoproterozoico, tido como portador dos elementos deste sistema. Rochas carbonáticas do Grupo Araras se encontram impregnados de óleo na região de Mirassol D'Oeste, a sul da bacia, com indícios de hidrocarbonetos em amostras neste intervalo no poço 2-ANP-0006-MT, similares a ocorrências em sistemas pré-cambrianos de Omã, Índia e Rússia (ANP, 2022).

2.4. Químioestratigrafia elementar e isotópica

A químioestratigrafia ou estratigrafia química, é um ramo da estratigrafia que estuda a variabilidade das composições geoquímicas e isotópicas das rochas sedimentares ao longo do tempo geológico, buscando identificar, correlacionar e interpretar sucessões sedimentares com base em suas assinaturas geoquímicas (HALVERSON *et al.*, 2010). Essas assinaturas podem ser utilizadas para o entendimento das condições ambientais e dos processos deposicionais e pós-deposicionais dos sedimentos, permitindo a reconstrução paleoambiental, paleoclimáticas e mudanças tectônicas, além de indicar a fonte dos sedimentos (HALVERSON *et al.*, 2010).

Atualmente, a químioestratigrafia é uma ferramenta utilizada principalmente em sucessões carbonáticas do Neoproterozoico, visto que a escassez de registro fóssil deste Éon apresenta limitações para a aplicação da bioestratigrafia (KNOLL & WALTER, 1992; RODRIGUES, 2005; RAMKUMAR, 2015). No caso das rochas carbonáticas marinhas pré-cambrianas, a químioestratigrafia possibilita a correlação entre seções sedimentares de uma mesma bacia ou de diferentes bacias em escala global, além de registrar variações climáticas e geotectônicas acerca da evolução da dinâmica interna e externa do planeta (e.g., LAMOSO *et al.*, 2023; PAULA-SANTOS, 2017).

A químioestratigrafia elementar analisa de maneira quantitativa os elementos maiores, menores e traços presentes nas rochas, cujas variações refletem as condições físico-químicas do ambiente deposicional, a composição da fonte no qual esses sedimentos são provenientes e

o grau de alteração diagenética dos mesmos. Em rochas carbonáticas, razões elementares como Sr/Ca, Mg/Ca, Mn/Sr e Fe/Sr são empregadas para avaliar o grau de preservação dos sinais geoquímicos primários, visto que aumentos expressivos de Mn e Fe por exemplo, podem indicar interação com fluidos meteóricos em processos diagenéticos (BANNER & HANSON, 1990).

A quimioestratigrafia isotópica, por sua vez, baseia-se nas variações das razões isotópicas, nas quais o carbono ($\delta^{13}\text{C}$), oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), são aquelas mais frequentemente utilizadas, as quais registram processos de natureza global e local relacionados ao ciclo biogeoquímico do carbono, à temperatura das águas oceânicas e à evolução geoquímica dos oceanos, respectivamente (HALVERSON *et al.*, 2010; VEIZER *et al.*, 1999). As variações temporais da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidenciam o balanço entre as fontes continentais radiogênicas derivadas da erosão de rochas siliciclásticas ricas em Rb e as fontes mantélicas, menos radiogênicas, associadas ao vulcanismo oceânico (PALMER & EDMOND, 1992; HALVERSON *et al.*, 2010). Dessa forma, a composição isotópica do Sr varia ao longo do tempo geológico, originando curvas globais de referência que permitem a correlação estratigráfica e até mesmo na datação relativa dos sedimentos (HALVERSON *et al.*, 2010; VEIZER *et al.*, 1999; FIGUEIREDO, 2006).

2.3.1. Isótopos de C

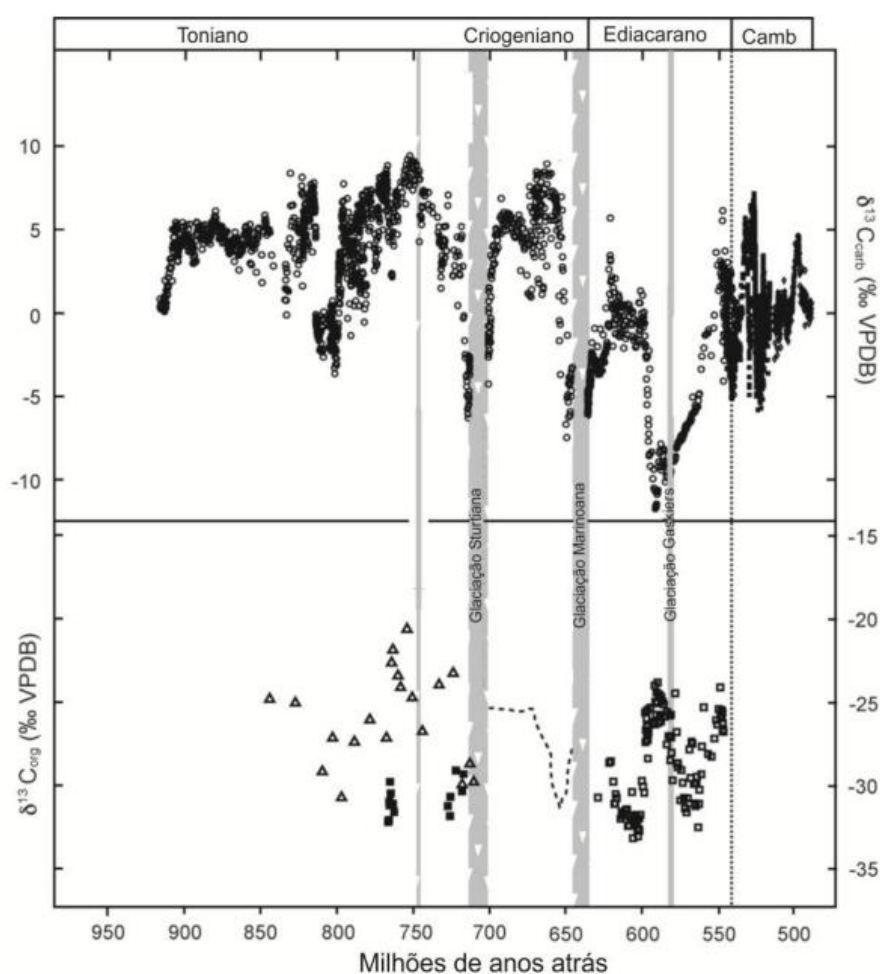
O carbono apresenta dois isótopos estáveis principais, o ^{12}C e o ^{13}C , com abundâncias de 98,89% e 1,11%, respectivamente (NEWTON & BOTTRELL, 2007). As variações isotópicas na razão $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ são expressas em valores delta ($\delta^{13}\text{C}$), em relação ao padrão internacional *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB), proposto inicialmente por Craig (1957), calculado com base na seguinte equação e expressas em partes por mil (‰):

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

Os mecanismos de fracionamento isotópico do C são divididos em sistemas orgânicos e inorgânicos. Em sistemas orgânicos a fotossíntese é o principal processo envolvido no fracionamento do isotópico do C, onde a matéria orgânica produzida preferencialmente se enriquece em ^{12}C , resultando em fracionamento isotópico com o Carbono Inorgânico Dissolvido (CID), relativamente mais enriquecido em ^{13}C , com isso, os carbonatos precipitados na água do mar apresentam valores relativamente mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ comparados a biomassa marinha. O inverso ocorre para processos de oxidação de matéria orgânica, situação

na qual o CID passa a incorporar carbono enriquecido em ^{12}C , oriundo da matéria orgânica e, consequentemente, resultar em carbonatos precipitados neste ambiente com valores menores de $\delta^{13}\text{C}$, comparados aos carbonatos deposicionais (NEWTON & BOTTRELL, 2007). Portanto, essa razão reflete o equilíbrio entre a produtividade orgânica e a oxidação de matéria orgânica nos oceanos, sendo utilizados para identificar eventos de perturbação global no ciclo do carbono (RIPPERDAN, 2001), como as excursões isotópicas positivas que indicam períodos de maior sequestro de carbono, enquanto excursões negativas estão associadas ao declínio de bioprodutividade e a períodos de oxidação, frequentemente associados a mudanças climáticas abruptas durante o Neoproterozoico (HALVERSON *et al.*, 2005, 2007, 2010) (Figura 4), como a hipótese das grandes glaciações do tipo *Snowball Earth* (KIRSCHVINK, 1992; HOFFMAN *et al.*, 1998).

Figura 4 - Curva de evolução da composição isotópica de C durante a era neoproterozoica e início da cambriana.



Fonte: modificado de Halverson *et al.*, 2005

Diversos autores como Kaufman & Knoll (1995), Veizer *et al.* (1999) e Halverson *et al.* (2005, 2010) propuseram curvas globais da variação da assinatura isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do tempo para o intervalo neoproterozoico (Figura 4). Essas curvas são utilizadas para correlações estratigráficas globais, entretanto, o seu grau de precisão é dificultado quando relacionados a processos locais, diagenéticos, metamorfismo e outras alterações pós-deposicionais.

O conteúdo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ representa a composição isotópica oriunda da matéria orgânica presente nos sedimentos, sendo utilizado de diversas maneiras, como análises de potenciais rochas geradoras, condições redox, paleoceanografia, entre outros (TYSON, 1995). De acordo com Tyson (1995), a assinatura de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em rochas sedimentares é controlado por três fatores: (i) produção de matéria orgânica, (ii) preservação da matéria orgânica, e (iii) taxa de sedimentação ou soterramento da mesma. Portanto, altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos indicam altas taxas de produção matéria orgânica e soterramento da mesma, acarretando no empobrecimento de ^{12}C nas águas e enriquecimento em ^{13}C após eventos de alta produtividade (KNOLL *et al.*, 1986; SCHOLLE & ARTHUR, 1980; VEIZER *et al.*, 1999). Em contrapartida, a maior oxidação da matéria orgânica resulta em um aumento na concentração de ^{12}C nas águas e empobrecimento em ^{13}C , diminuindo os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos (KNOLL *et al.*, 1986; SCHOLLE & ARTHUR, 1980; VEIZER *et al.*, 1999). Mais importante, a análise de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ permite inferir sobre as condições de fracionamento entre carbonato e carbono orgânico, desde que as alíquotas sejam referentes à mesma amostra (análise pareada).

Diante do exposto, o carbono orgânico apresenta composição isotópica distinta do carbono inorgânico, sendo enriquecido em ^{12}C , com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -27‰ para matéria orgânica de origem terrestre do tipo C3 e -22‰ para a de origem marinha do tipo C2, já a matéria orgânica oriunda de organismos fotossintetizantes do tipo C4 possui valores por volta de -13‰ (NEWTON & BOTTRELL, 2007). A diferença na composição isotópica entre o carbono inorgânico e o orgânico pode ser calculado pela equação (HAYES *et al.*, 1999; KUMP & ARTHUR, 1999):

$$\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$$

O $\Delta^{13}\text{C}$ reflete os processos biogeoquímicos, indiretamente relacionado à fotossíntese, e o grau de soterramento da matéria orgânica e consequentemente, sua preservação no registro sedimentar (HAYES *et al.*, 1999; KUMP & ARTHUR, 1999).

2.3.2. Isótopos de O

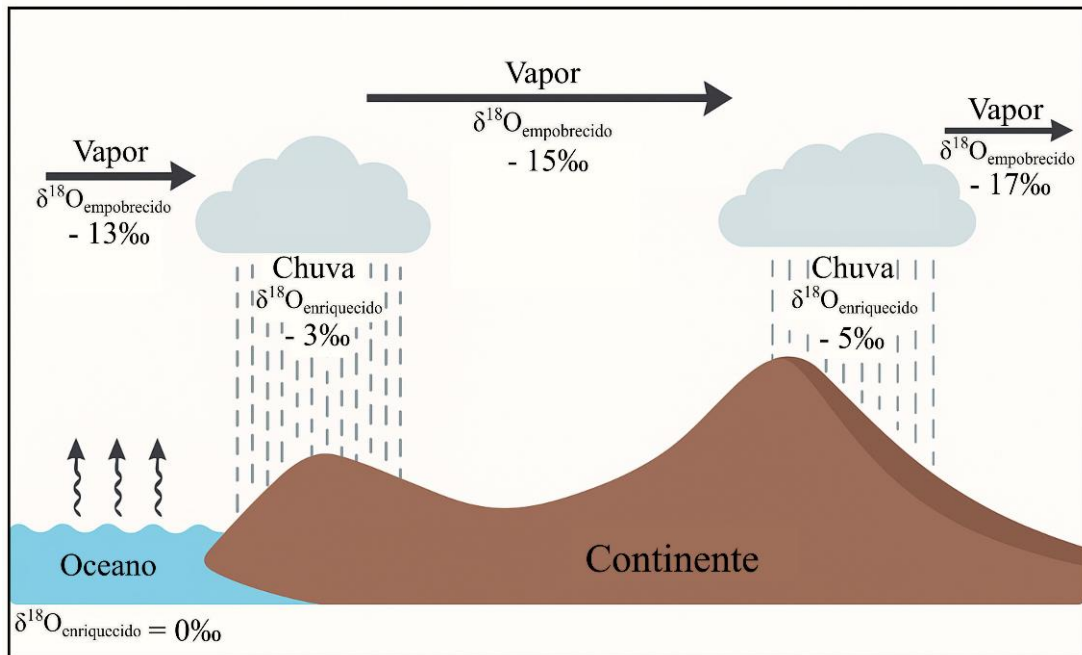
O oxigênio possui três isótopos estáveis presentes na natureza, o ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O com abundâncias de 99,756%, 0,028% e 0,205%, respectivamente (NEWTON & BOTTRELL, 2007). Em estudos quimioestratigráficos de rochas carbonáticas, a composição isotópica do oxigênio é baseada em valores de $\delta^{18}\text{O}$, também comparados ao padrão internacional VPDB e expressos em partes por mil, utilizando a seguinte equação:

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

Os principais mecanismos responsáveis pelo fracionamento do ^{18}O e o ^{16}O são a temperatura e a evaporação. Com o aumento da temperatura, o fracionamento entre líquido e sólido diminui devido às maiores energias vibracionais, com os carbonatos conseguindo incorporar mais isótopo leve (^{16}O), de modo que quanto menor a temperatura maior o fracionamento e enriquecimento no isótopo pesado (^{18}O) (EPSTEIN *et al.*, 1951). Durante a evaporação, o ^{16}O é concentrado na fase gasosa, fazendo com que o meio líquido seja enriquecido em ^{18}O , onde dependendo de sua escala, acabam registrando valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos precipitados no ambiente marinho, portanto quanto maior a taxa de evaporação no meio mais positivos serão os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (SIEGENTHALER, 1979) (Figura 5).

Alterações pós-deposicionais como a presença de fluidos durante a diagênese também podem influenciar nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, de forma que, valores de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a -11‰ sugerem modificações nas razões isotópicas de C e Sr, enquanto razões entre -10 e -5‰ tendem a registrar o sinal isotópico primário no tempo em que foram depositados (KAUFMAN & KNOLL, 1995). A interação desses fluidos acaba dificultando a correlação estratigráfica, quando comparado ao parâmetro de $\delta^{13}\text{C}$, porém são bastante úteis para estudos paleoambientais e/ou diagenéticos (BANNER & HANSON, 1990).

Figura 5 - Esquema do fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ com base no ciclo da água.



Fonte: modificado de Siegenthaler, 1979.

2.4. Microfácies carbonáticas

O conceito de microfácies é amplamente utilizado nos estudos de rochas carbonáticas como uma ferramenta essencial para a caracterização de fácies em escala microscópica, permitindo a reconstrução dos processos deposicionais e diagenéticos que atuaram durante a formação e evolução dos sedimentos (FLÜGEL, 2004). Segundo Flügel (2004), o termo microfácies refere-se ao “conjunto de todos os dados sedimentológicos e paleontológicos que podem ser descritos e classificados a partir de lâminas delgadas, *peels*, placas polidas ou amostras de rocha”.

Diversos autores propuseram classificações texturais para as rochas carbonáticas. Dunham (1962) estabeleceu uma classificação baseada na quantidade de lama carbonática e os constituintes de arcabouço da rocha, distinguindo entre facies suportadas por lama (*mudstone* e *wackestone*), daquelas suportadas por grãos (*packstone* e *grainstone*), além das fácies formadas a partir de organismos (*boundstone*). Já Folk (1959, 1974) apresentou classificações focadas em componentes, levando em consideração a composição dos grãos (intraclastos, oóides, pelóides e bioclastos) e o material de sustentação (esparita ou micrita).

Com o avanço das técnicas analíticas, o estudo microfaciológico passou a incorporar métodos complementares que ampliam a precisão das interpretações petrográficas. A

catodoluminescência (CL), por exemplo, é uma técnica óptica que consiste na emissão de fótons visíveis por um material quando este é excitado por um feixe de elétrons de alta energia, geralmente em um microscópio eletrônico ou em equipamento óptico adaptado (Marshall, 1988). Em minerais carbonáticos, essa luminescência é principalmente controlada pela presença e concentração de íons ativadores e inibidores, sendo o manganês (Mn^{2+}) o principal ativador e o ferro (Fe^{2+}) o principal inibidor (e.g. HABERMANN *et al.*, 2000; MACHEL, 2000;).

De acordo com Flügel (2004), a catodoluminescência fornece informações sobre a história diagenética dos carbonatos, auxiliando na distinção entre feições primárias (relacionadas à deposição) e secundárias (resultantes de processos pós-deposicionais). Essa técnica é utilizada para identificar substituições minerais, recristalizações da matriz, eventos de dissolução, e cimentação relacionados à circulação de fluidos diagenéticos.

Outro método empregado ao estudo microfaciológico é a microscopia eletrônica de varredura (MEV), trata-se de uma técnica de alta resolução utilizada na caracterização morfológica e composicional de minerais e rochas, permitindo observar feições micro e nanométricas que não são perceptíveis em microscopia óptica convencional, como a morfologia, tamanho dos cristais, mineralogia, estrutura dos cimentos, a organização intercrystalina, bem como a presença de micro e nanoporosidades (FLÜGEL, 2004; WELTON, 1984; TREWIN, 1988). Quando associada à espectroscopia de energia dispersiva (EDS), há a possibilidade de identificar de maneira qualitativa e semi-quantitativa os elementos químicos presentes na amostra, podendo distinguir, por exemplo, entre calcitas ricas em magnésio e dolomita, reconhecer zonas de substituição entre fases carbonáticas, e identificar a presença de elementos traço como Fe, Mn, Sr e Mg, que podem ser indicadores de diferentes estágios diagenéticos (TUCKER, 1988; FLÜGEL, 2004).

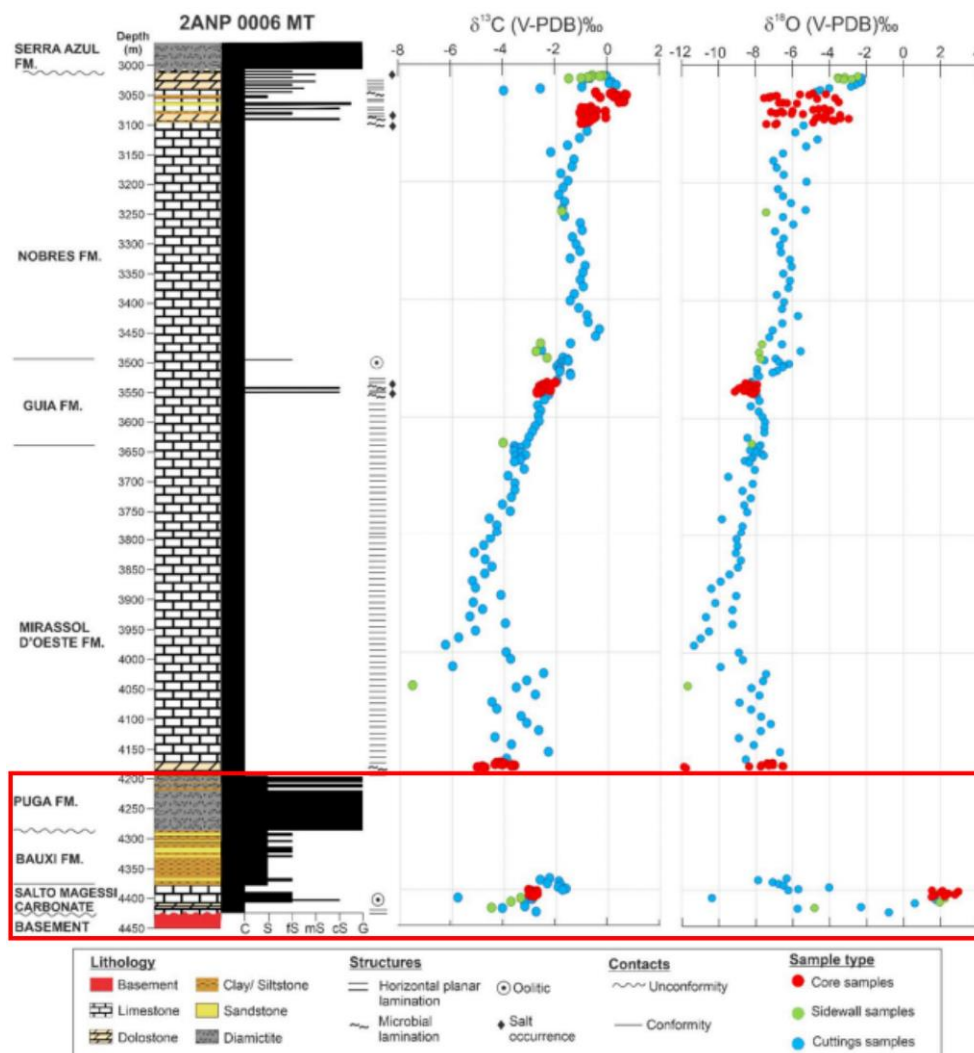
3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Seção estudada e amostras

A seção estudada corresponde ao intervalo criogeniano do poço 2-ANP-0006-MT, entre as profundidades de 4200 a 4.480 m de profundidade (Figura 6). Este poço foi perfurado entre 2015 e 2016 na porção centro-sul da Bacia dos Parecis pela Petrobras, a 50 km ao oeste do município de Nova Mutum, MT. Para o estudo, estão disponíveis fragmentos de amostras de testemunho e amostras de calha, além das fotografias dos testemunhos, ambos disponibilizados

pela PETROBRAS. Também foram utilizados dados isotópicos e elementares de rochas carbonáticas, obtidos previamente por estudos quimioestratigráficos de Lamoso *et al.* (2023).

Figura 6 - Seção estratigráfica do intervalo neoproterozoico amostrado pelo poço 2-ANP-0006-MT, acompanhada pelos perfis quimioestratigráficos de isótopos de C e O, com destaque para o intervalo estudado.



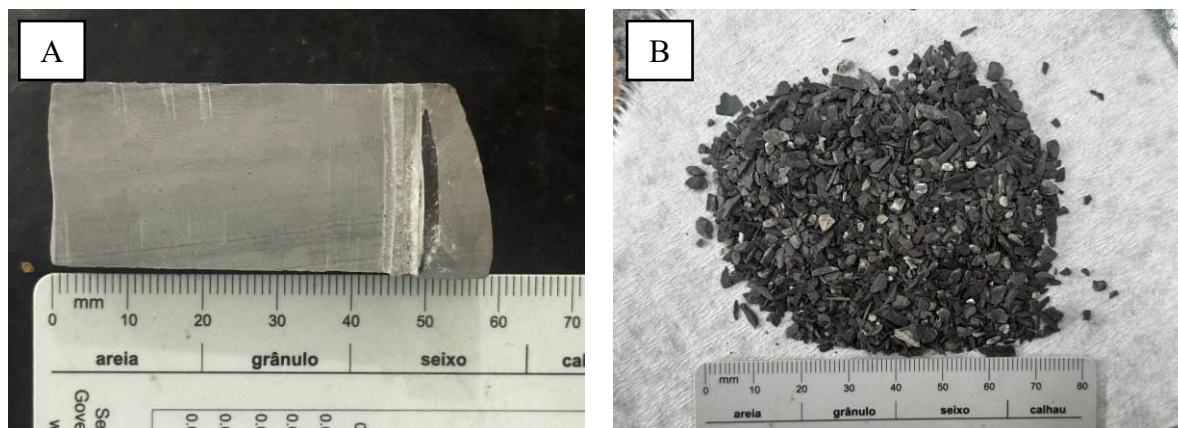
Fonte: Lamoso *et al.*, 2023.

3.2. Preparação de amostras de testemunho e calha

O material analisado é composto por 12 amostras de testemunho (Figura 7A) e 29 amostras de calha (Figura 7B), disponibilizados pela PETROBRAS. As 12 amostras de testemunho correspondem a fragmentos de calcários os quais foram coletados entre as profundidades de 4400 a 4411 metros. Todas as amostras foram fotografadas e descritas macroscopicamente, antes da confecção de lâminas delgadas. Após a confecção das lâminas delgadas e da descrição macroscópica, foram separados cerca de 5 g de amostra de testemunho e pulverizados em um almofariz de ágata, onde foram devidamente identificados para análises

geoquímicas e isotópicas futuras. Já as amostras de calha foram coletadas a cada 3 metros, ao longo do poço 2-ANP-0006-MT.

Figura 7 - A) Fragmento de amostra de testemunho. B) Fragmentos de amostra de calha, já lavados e triados.



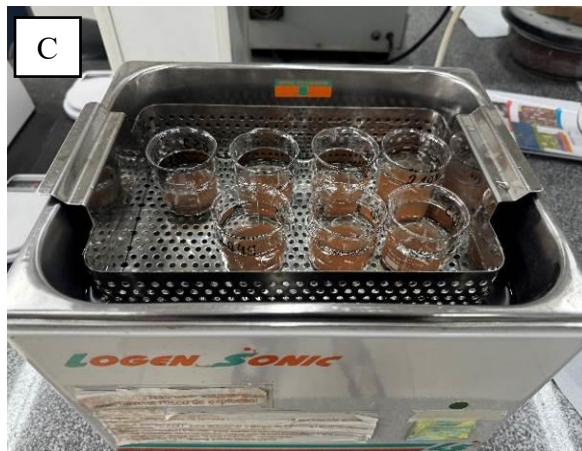
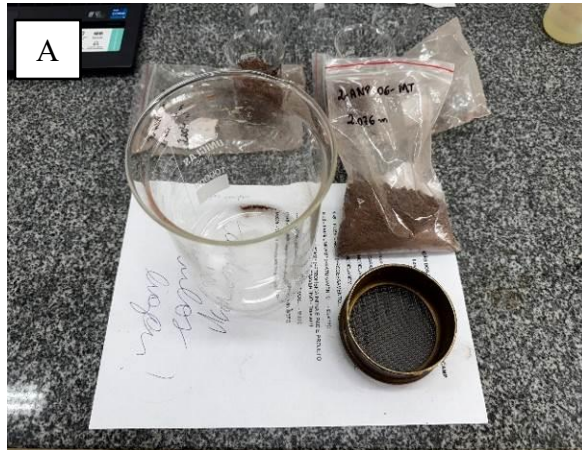
Para as amostras de calha, o material foi peneirado manualmente a seco, utilizando uma peneira de 1 mm de abertura, a fim de reduzir a fração granulométrica mais fina e um béquer de 1000 ml para retenção do material mais fino a ser descartado (Figura 8A). Em seguida o material retido foi colocado em béqueres, sempre identificando sua profundidade, e levado novamente para a peneira, no qual foram lavadas com água deionizada para a remoção dos torrões de argila (Figura 8B).

Posteriormente, as amostras foram colocadas em béqueres com água deionizada e levadas em banho ultrassom, por aproximadamente 5 minutos, repetindo esse ciclo por até 3 vezes, de modo que água ficasse límpida, assim, removendo completamente os torrões de argila (Figura 8C). As amostras foram colocadas em papel filtro e secas em estufa a 40 °C (Figura 8D). Após a secagem, cada amostra passou pelo método de triagem litológica. Nessa etapa o material foi colocado sobre papéis limpos, e com o uso de uma pinça, foram removidos os contaminantes, como torrões de cimento, fragmentos de metais, restos de tinta, cristais de calcita, entre outras impurezas utilizadas na lama de perfuração (Figura 8E).

Ao fim da triagem, foram separados 10 g de amostra bruta e moídos em um almofariz de ágata e um pistilo automático de cerâmica (Figura 8F). Para os fragmentos carbonáticos foram separados cerca de 1 g com auxílio da pinça e ácido clorídrico (HCl), e pulverizados em um almofariz de ágata, ambas as amostras também foram separadas e identificadas para análises geoquímicas e isotópicas posteriores.

Todas as etapas de preparação de amostras descritas anteriormente foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Análises Geoquímicas - LPAAG do Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro (IGCE/UNESP).

Figura 8 - A) A esquerda, béquer utilizado para retenção dos finos a serem descartados, a direita, peneira de 1 mm utilizada para o peneiramento das amostras. B) Amostra já lavada com água deionizada, para remoção dos torrões de argila. C) Ultrassom utilizado para desagregação das argilas na superfície dos fragmentos. D) Secagem do material em estufa a 40°C. E) Triagem do material para remoção de possíveis contaminantes. F) Almofariz de ágata utilizado para a pulverização das amostras.



3.3. Estudo petrográfico e microfaciológico

Para a confecção das lâminas delgadas, foram utilizadas 10 amostras de testemunho e 21 amostras de calha, ambas confeccionadas no Laboratório de Laminação de Rochas Sedimentares – LLAMIN do Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro (IGCE/UNESP). O estudo petrográfico foi realizado com microscópio óptico ZEISS Axio Imager.A2 com câmera acoplada para registro de imagens (Figura 9), no Laboratório de Microscopia Óptica e Fotomicrografia – LMOF do UNESPetro.

Para a classificação dos carbonatos de forma macroscópica foi utilizado o sistema proposto por Grabau (1904), no qual divide os carbonatos com base em sua granulometria, sendo eles: calciruditos, com tamanho dos grãos acima de 2 mm; calcarenitos com tamanhos entre a 62 μm e 2 mm; calcilutitos, com tamanhos inferiores a 62 μm . A classificação microfaciológica das rochas carbonáticas foi realizada a partir da descrição detalhada das lâminas delgadas, seguindo o sistema proposto por Dunham (1962) considerando aspectos texturais, composicionais e diagenéticos observados. Foram avaliados parâmetros como tamanho e forma dos grãos, grau de seleção, tipo de matriz e cimento, grau de maturidade, presença de componentes aloquímicos (ooides, pelóides, entre outros) e estrutura deposicional preservada.

Para o estudo macroscópico e microfaciológico que apresentaram predominância de rochas siliciclásticas, foi aplicada a classificação textural de Dott (1964), levando em consideração o grau de maturidade textural e mineralógica dos sedimentos. Essa abordagem permite distinguir entre arenitos líticos, feldspáticos e quartzosos, de acordo com a proporção relativa entre os minerais de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.

Figura 9 - Microscópio óptico ZEISS Axio Imager.A2 com câmera acoplada, utilizado para estudo petrográfico e fotomicrografia das lâminas delgadas.



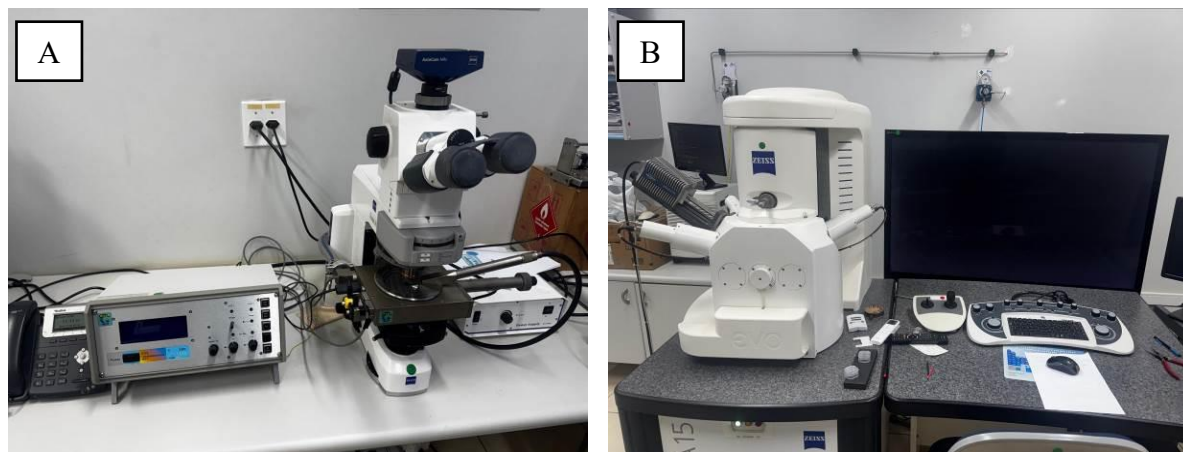
Para complementar a petrografia óptica e distinguir de maneira detalhada as fácies carbonáticas, foram empregados métodos de Catodoluminescência Acoplada ao Microscópio Óptico (CL/MO) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS).

Para a realização da catodoluminescência foi utilizado o sistema CITL MK5-2 acoplado ao Microscópio ZEISS Axio Scope A1, adaptado com câmera para a obtenção de imagens de catodoluminescência em composição colorida (Figura 10A), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e Catodoluminescência – LMEV do UNESPetro. A aplicação da catodoluminescência permitiu a identificação de diferentes fases diagenéticas que não são facilmente reconhecidas em microscópio óptico, como diferentes fases de cimentação, recristalização e neomorfismo, de modo que auxilie na identificação e divisão das microfácies.

As análises Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS), foram realizadas para eventual investigação em detalhe de feições deposicionais e diagenéticas, providenciando informações geoquímicas de forma não destrutiva. As amostras foram analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e Catodoluminescência – LMEV do UNESPetro (Figura 10B). O MEV foi utilizado para análises em alta resolução das rochas carbonáticas, detalhando a morfologia cristalina dos minerais presentes, e das microestruturas que não são observados em luz refletida, enquanto o EDS realizou o mapeamento elementar, distinguindo a composição mineralógica e elementar

dos grãos, além de caracterizar cimentos e precipitados tardios, como sulfatos, óxidos, entre outros.

Figura 10 - A) Catodoluminescência CITL MK5-2 conjunto ao Microscópio ZEISS Axio Scope A1, adaptado com câmera. B)



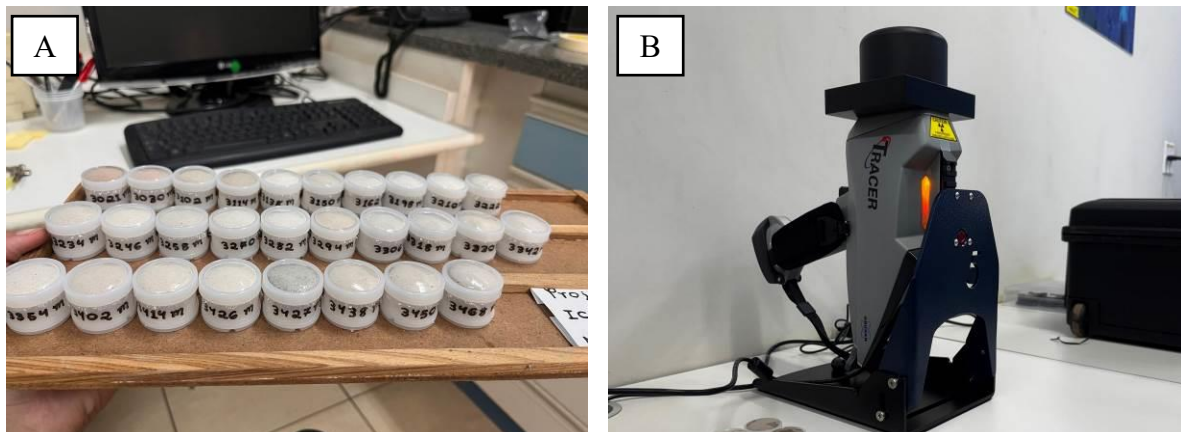
3.4. Análises de elementos maiores e traços por Fluorescência de Raios-X

As análises de elementos maiores e traços por Fluorescência de Raios-X foram realizadas em 12 amostras de testemunho e 29 amostras de calha. Após a moagem das amostras de calha, foram confeccionados cadinhos utilizando cerca de 4 g de amostra bruta pulverizada (Figura 10A), realizada no Laboratório de Preparação de Amostras para Análises Geoquímicas - LPAAG do Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro (IGCE/UNESP), como descritos anteriormente.

Em seguida, as amostras foram analisadas utilizando o FRX portátil Bruker Tracer 5g, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e Catodoluminescência – LMEV do UNESPetro (Figura 10B), utilizando curvas de calibração a partir de padrões de referência. Foram avaliados 11 pares de duplicatas e, conforme o critério de aceitação adotado (Desvio Padrão Relativo $\leq 20\%$ para metais em concentrações acima do limite de quantificação), a precisão observada encontra-se dentro do esperado para análises desse tipo, com Desvio Padrão Relativo máximo de 14% para Mg. Dois padrões foram medidos durante as análises (MA-N e STM-1), com 9 medidas apresentando erro médio máximo de 18% para Sr.

As amostras de testemunho foram levadas em contato direto com o equipamento, a partir da superfície serrada, evitando apenas veios ou fraturas, assim, adquirindo dados elementares representativos da matriz carbonática.

Figura 11 - A) Cadinhos confeccionados para análises geoquímicas. B) FRX portátil Bruker Tracer 5g, utilizado para análise de amostras de maneira não-destrutiva.



3.5. Análises isotópicas de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

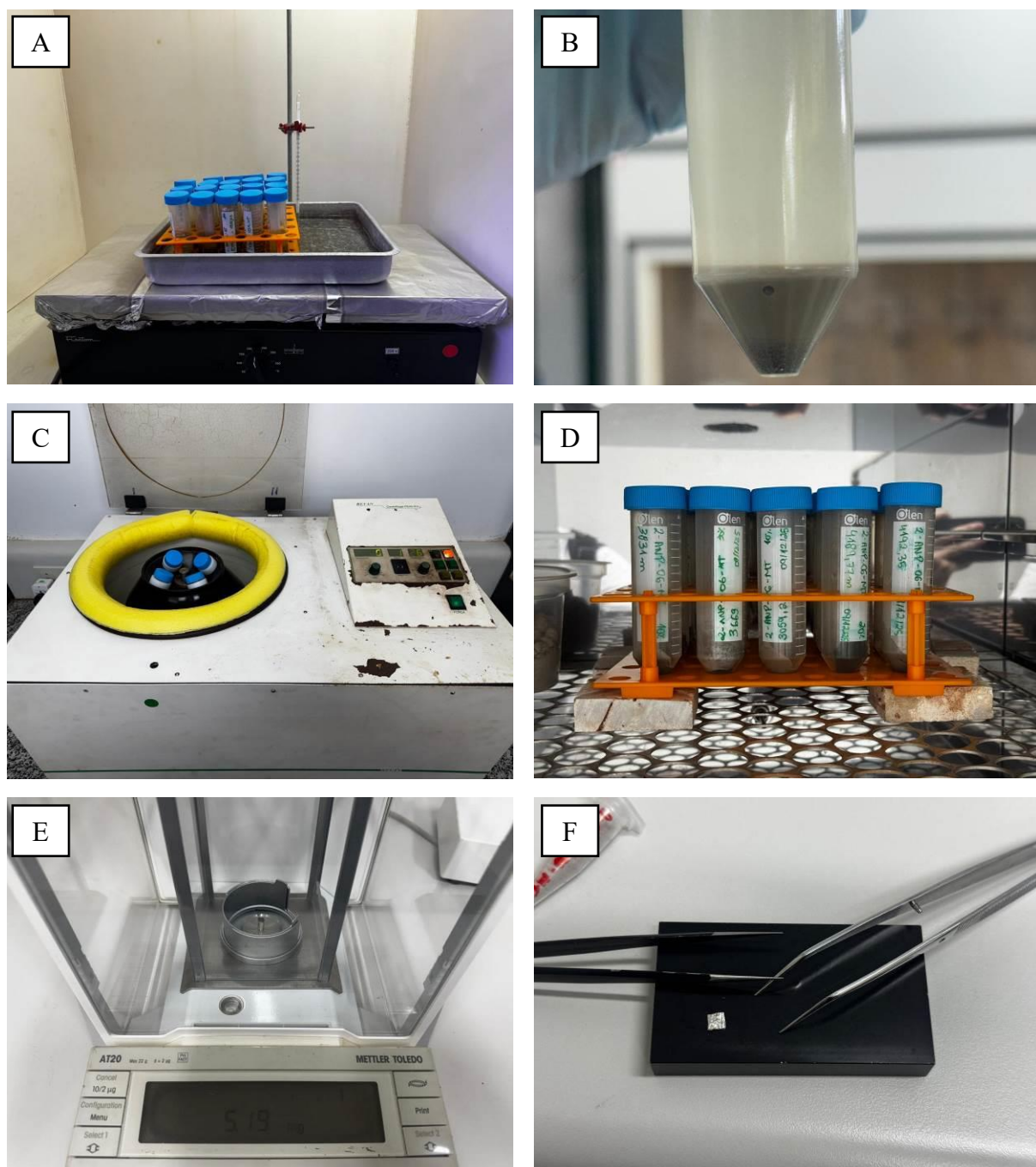
Para as análises de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) foram utilizadas 15 amostras de rochas carbonáticas, no qual foram pesadas e separadas em tubos do tipo Falcon, de acordo com o teor de cálcio obtido por meio das análises por Fluorescência de Raios-X. Para as amostras com teores de cálcio entre 20 a 30%, foram pesados cerca de 5 g de amostra pulverizada, para as amostras com 10 a 20%, cerca de 2,5 g, e para as menores que 10%, aproximadamente 1,5 g, preparadas inicialmente no Laboratório de Preparação de Amostras para Análises Geoquímicas - LPAAG do Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro (IGCE/UNESP).

A próxima etapa foi a acidificação das amostras com HCl 50%, utilizando 5 ml de HCl para cada 1 g de amostra, em seguida, deixadas em banho maria a 60 °C por 2 horas, de modo que os possíveis minerais de dolomita presentes sejam totalmente dissolvidos, com isso, as amostras ficaram em repouso por aproximadamente 24 horas, garantindo a total dissolução do carbonato (Figura 12A). Após a acidificação, as amostras foram lavadas com água ultrapura (Figura 12B) e centrifugadas por 8 minutos, repetindo este ciclo 4 vezes (Figura 12C), visando a neutralização do ácido. Tais etapas foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia do IGCE/UNESP. Posteriormente, as amostras foram levadas para a secagem na estufa, em temperatura de aproximadamente 40 °C (Figura 12D).

Após a secagem, o resíduo insolúvel obtido após o processo de decarbonatação foi pesado novamente, para obtenção do teor de carbonatos presentes nas amostras, em seguida, foram colocadas em tubos *Eppendorf* e devidamente identificadas. Na última etapa, pesou-se cerca de

5mg de amostra em cápsulas de estanho, onde foram fechados utilizando pinças para evitar qualquer tipo de contaminação, assim, sendo levadas até o Instituto de Estudos Avançados do Mar – IEMar no Departamento de Geologia/IGCE/UNESP para a obtenção dos dados isotópicos de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). Foram avaliados 15 pares de duplicatas, no qual os resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ apresentaram precisão média de 0,08‰, com medições do padrão IVA-33802174 indicando acurácia de 0.2‰.

Figura 12 - A) Amostras em banho maria, para a dissolução da dolomita B) Lavagem do resíduo insolúvel utilizando água ultrapura. C) Amostras em centrifuga. D) Secagem das amostras em estufa a 40 °C. E) Pesagem das amostras utilizando cápsulas de estanho. E) Tubos de estanho já fechado, para posterior análise de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.



4. RESULTADOS

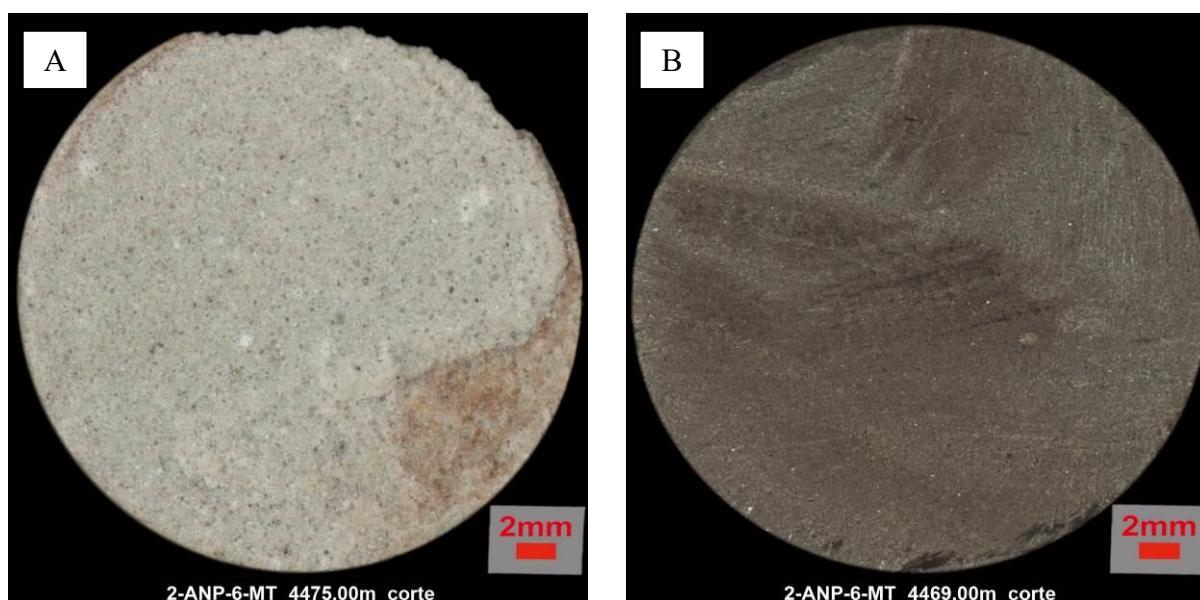
4.1. Fácies e microfácies do intervalo Criogeniano do poço 2-ANP-006-MT

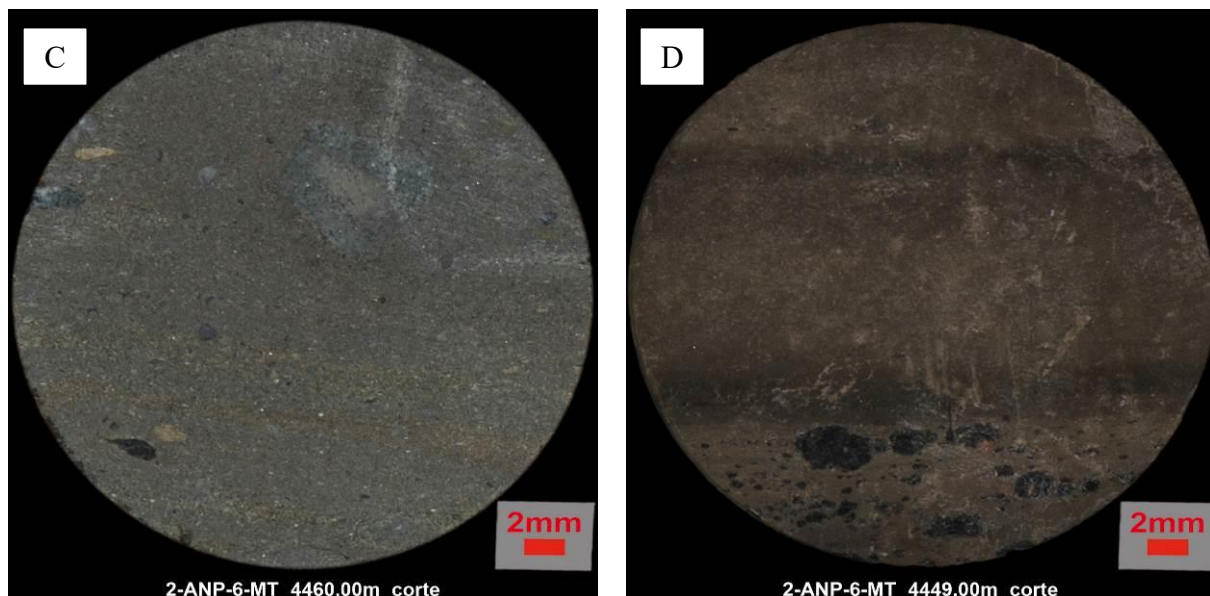
4.1.1. Unidade Indefinida

Na base da seção, ocorre uma unidade siliciclástica indefinida, inicialmente denominada de maneira informal pela PETROBRAS como “embasamento”, entre os intervalos 4480 a 4433 m. As amostras laterais apresentam fácies de arenitos maciços, de coloração cinza claro a marrom, com granulometria variando entre areia média a grossa, angulosos a arredondados com baixa esfericidade, mal selecionados e matriz argilo-siltosa (Figura 13A e 13B).

Em seguida, do intervalo 4465 a 4433 m, ocorrem fácies de diamictitos de coloração cinza a amarronzada, com matriz argilosa, mal selecionada, com seixos facetados de composição polimítica, angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade, evidenciados nas amostras laterais (Figura 13C e 13D). O contato superior do embasamento é marcado por uma discordância litológica abrupta, em contato direto com os carbonatos da unidade Salto Magessi, encerrando a sequência sedimentar.

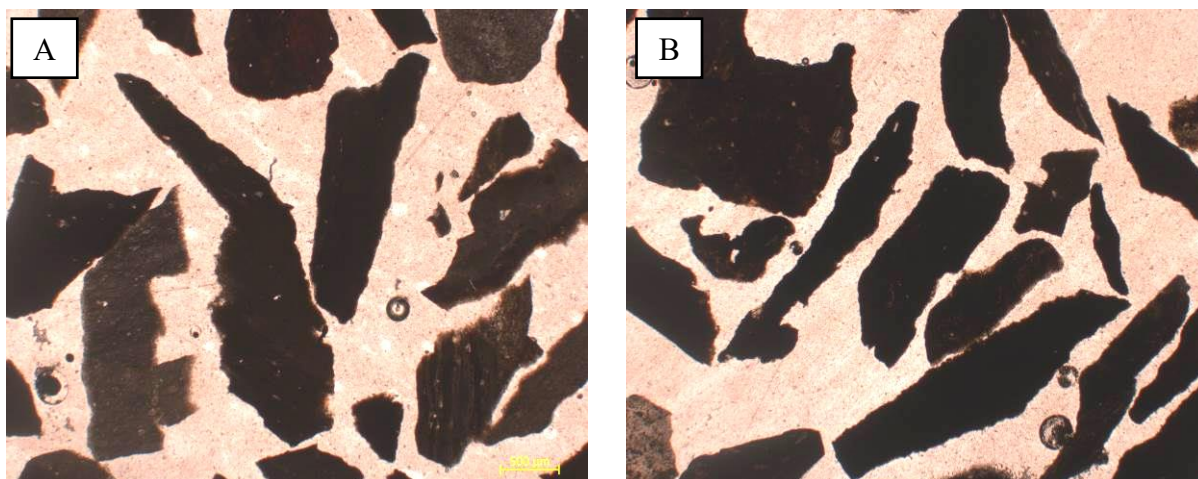
Figura 13 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Arenitos maciços médios a grossos, com coloração acinzentada. C e D) Diamictitos apresentando matriz argilosa e seixos facetados, sua coloração varia desde a cinza a amarronzado.





Nos intervalos de 4477 e 4433 m, as amostras de calha apresentam majoritariamente microfácies de fragmentos de folhelhos maciços com coloração escura, textura homogênea, compostos por matriz argilosa e grãos de quartzo subarredondados a subangulosos, ambos dispersos na matriz (Figura 14A e 14B).

Figura 14 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de folhelhos maciços de coloração escura, profundidade de 4477 e 4443 m, respectivamente. Nicóis des cruzados.



4.1.2. “Carbonato Salto Magessi”

A sequência basal e intermediária desta unidade (4433 a 4400 m) são marcadas por um predomínio de fácies de calcilutitos homogêneos com laminações plano-paralelas e irregulares, definidas por alternância de lâminas milimétricas a camadas centimétricas com diferentes tonalidades de cinza a amarronzada, observadas nas amostras laterais (Figura 15A e 15B) e amostras de testemunho (Figura 16).

Figura 15 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A) Calcilitito com laminação plano-paralela milimétrica e coloração acinzentada. B) Calcilitito com laminações irregulares milimétricas e coloração acinzentada.

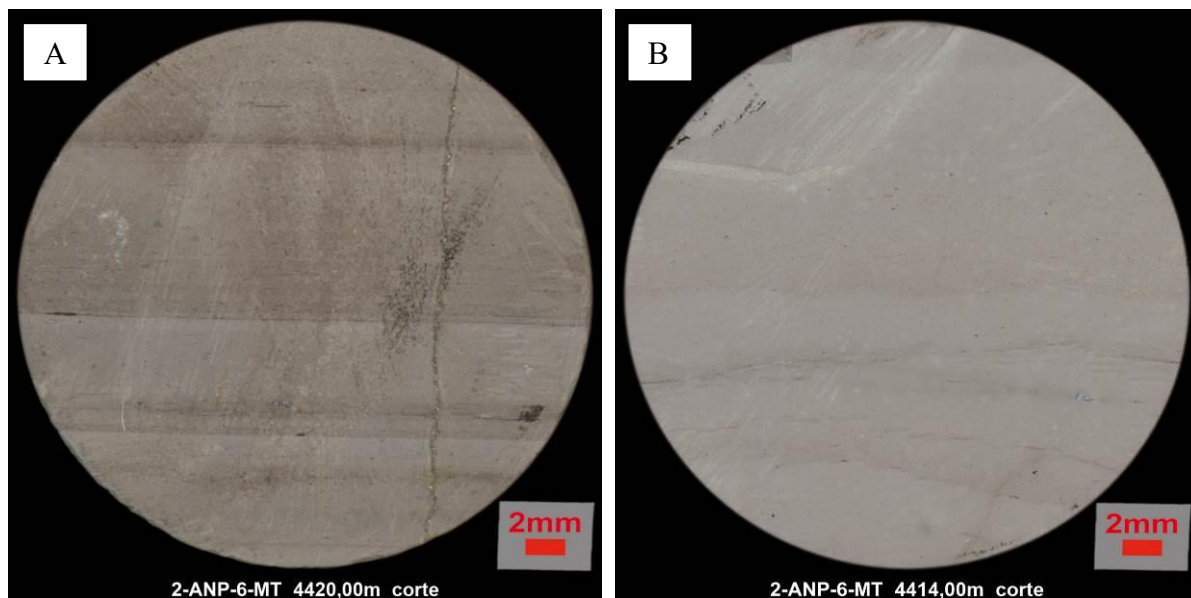
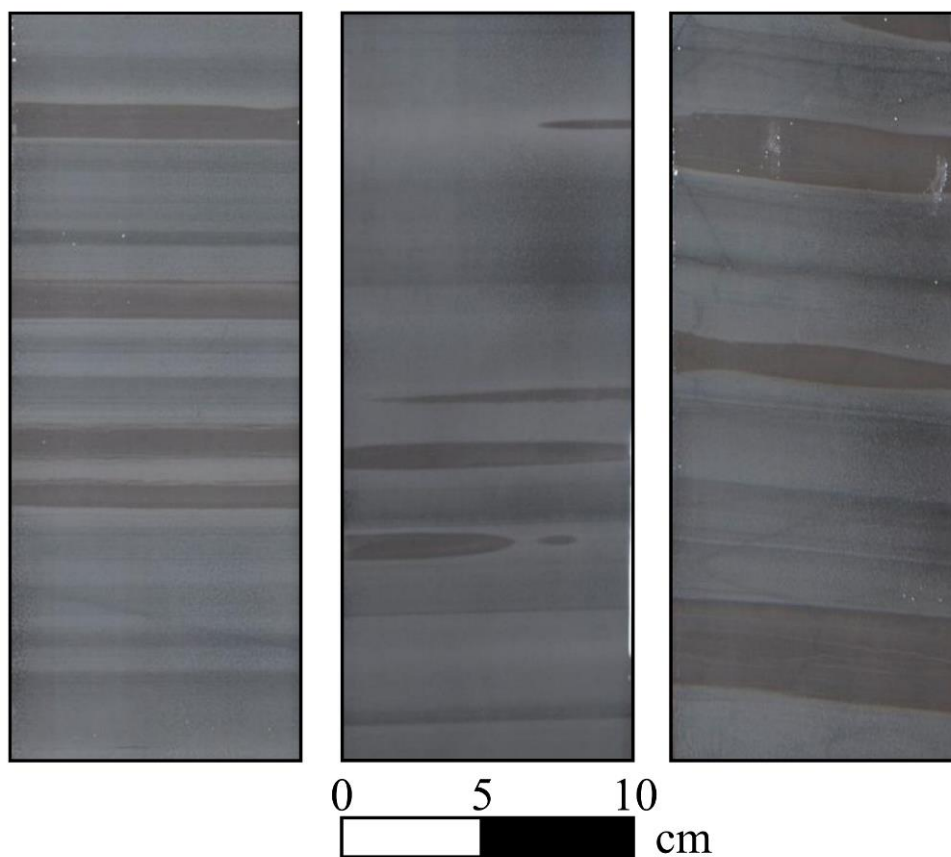


Figura 16 - Amostras de testemunho do poço 2-ANP-0006-MT. Calcilititos com laminação plano-paralela centimétrica a milimétrica, apresentando variação de cor entre as laminações, desde cinza a marrom claro.



As amostras de calha da base apresentam majoritariamente microfácies de *mudstones* maciços de coloração escura (Figura 17A), compostos por matriz micrítica, com poucos grãos de quartzo de granulometria silte grosso, além da presença piratas framboidais (Figura 17B). Neste intervalo, a partir da petrografia de amostras de calha, também são observados diversos fragmentos de quartzito (Figura 17C e 17D). Uma amostra lateral apresenta textura sacaroidal composta predominantemente por quartzo, podendo se tratar de um veio, além de fraturas preenchidas por pirita (Figura 18A e 18B).

Figura 17 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Fragmentos de *mudstones* maciços de coloração escura. Profundidade de 4428 m. Nicóis descruzados. B) Fotomicrografia: Detalhe para fragmento de *mudstone* com piratas framboidais, com tamanhos entre 50 a 200 μm . Profundidade de 4416m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmentos de *mudstones* maciços (coloração escura) e quartzitos. Profundidade de 4416 m. Nicóis cruzados.

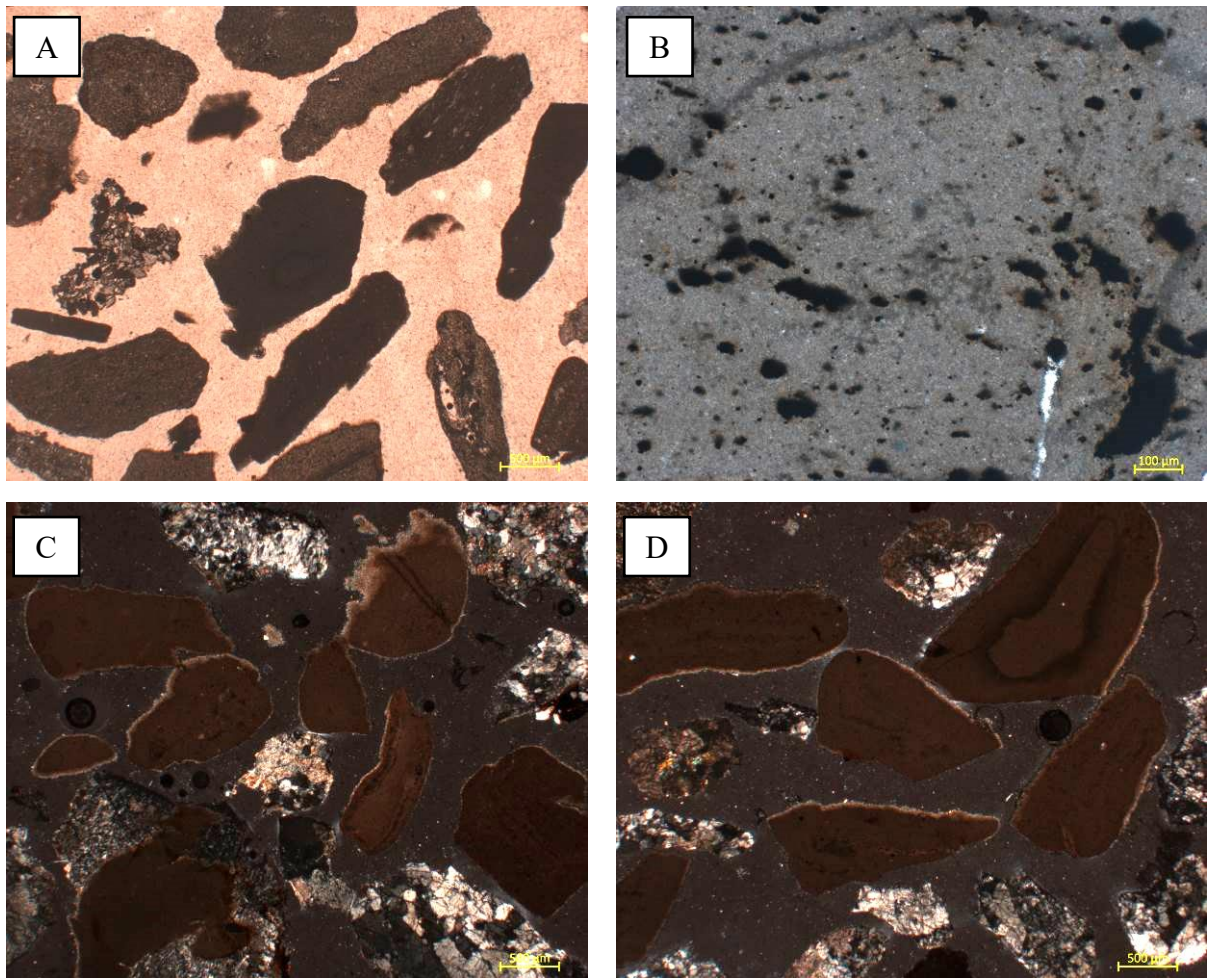
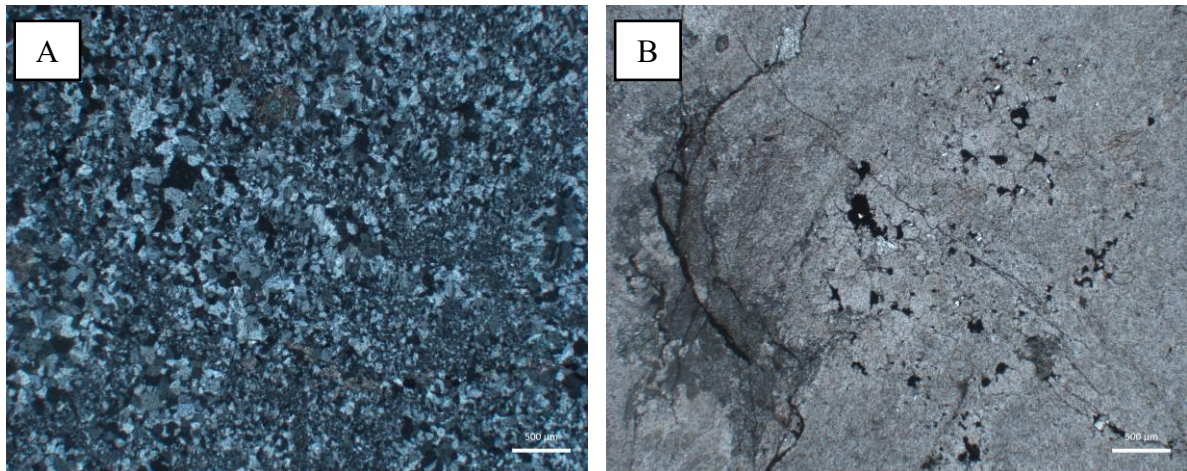
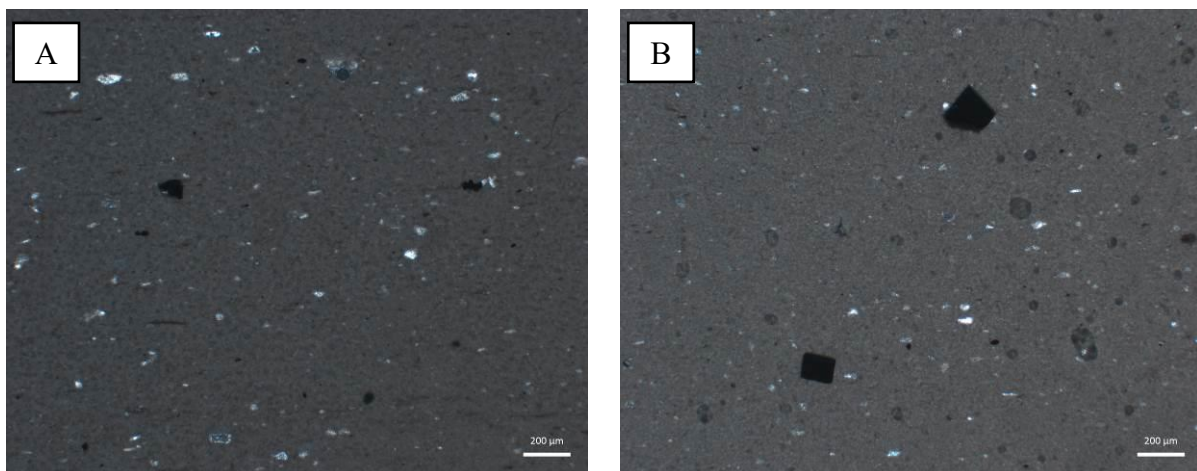


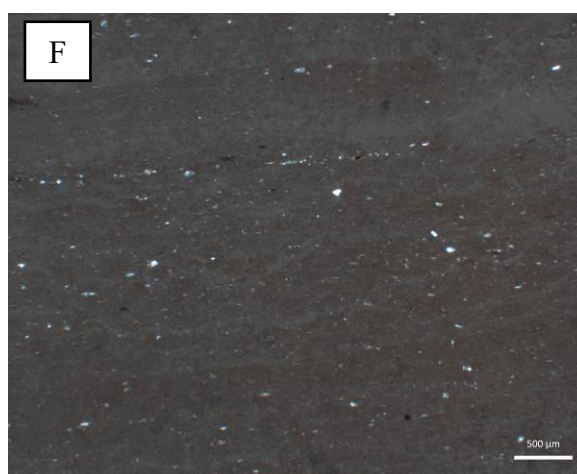
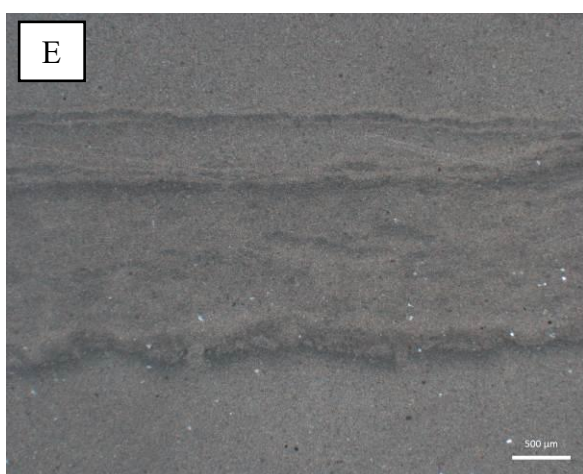
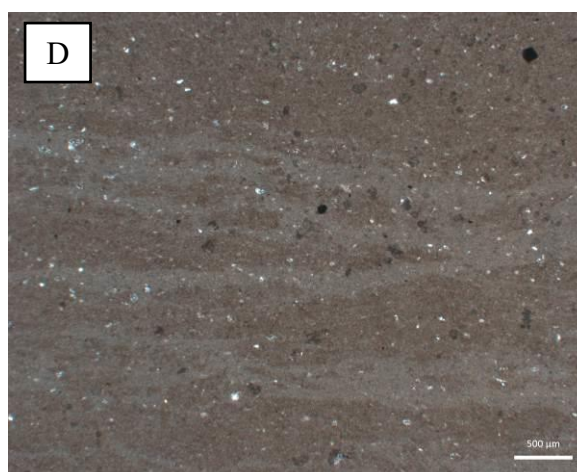
Figura 18 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Intervalo afetado por veio de quartzo e fraturas preenchidas por pirita. Profundidade de 4411,14 m. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia: Detalhe para fraturas e poros preenchidos por pirita. Profundidade de 4411,14m. Nicóis descruzados.



No intervalo intermediário (4415 a 4400 m) do Carbonato Salto Magessi há uma intercalação entre camadas com microfácies de *wackestones* maciços (Figura 19A, 19B e 19C) e *wackestones* com laminações microbiais (Figura 19D, 19E e 19F), com coloração acinzentada a amarronzada. Ambos são compostos por grãos de quartzo mal selecionados, variando entre silte grosso a areia fina, subarredondados a angulosos com baixa esfericidade, e piritas framboidais a cúbicas, com tamanhos entre 70 µm a 200 µm, sustentados pela matriz micrítica (Figura 19A e 19B).

Figura 19 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Fotomicrografia: *wackestones* maciços, compostos por matriz micrítica e quartzo, com presença de pirita framboidais e cúbicas. Profundidade de 4.406,01 a 4.407,02 m. Nicóis cruzados. D, E e F) Fotomicrografia: *wackestones* com laminações microbiais milimétricas, as laminações apresentam coloração mais escura (marrom) em relação a matriz micrítica (cinza). Profundidade de 4.401,15 a 4.404,21 m. Nicóis cruzados.

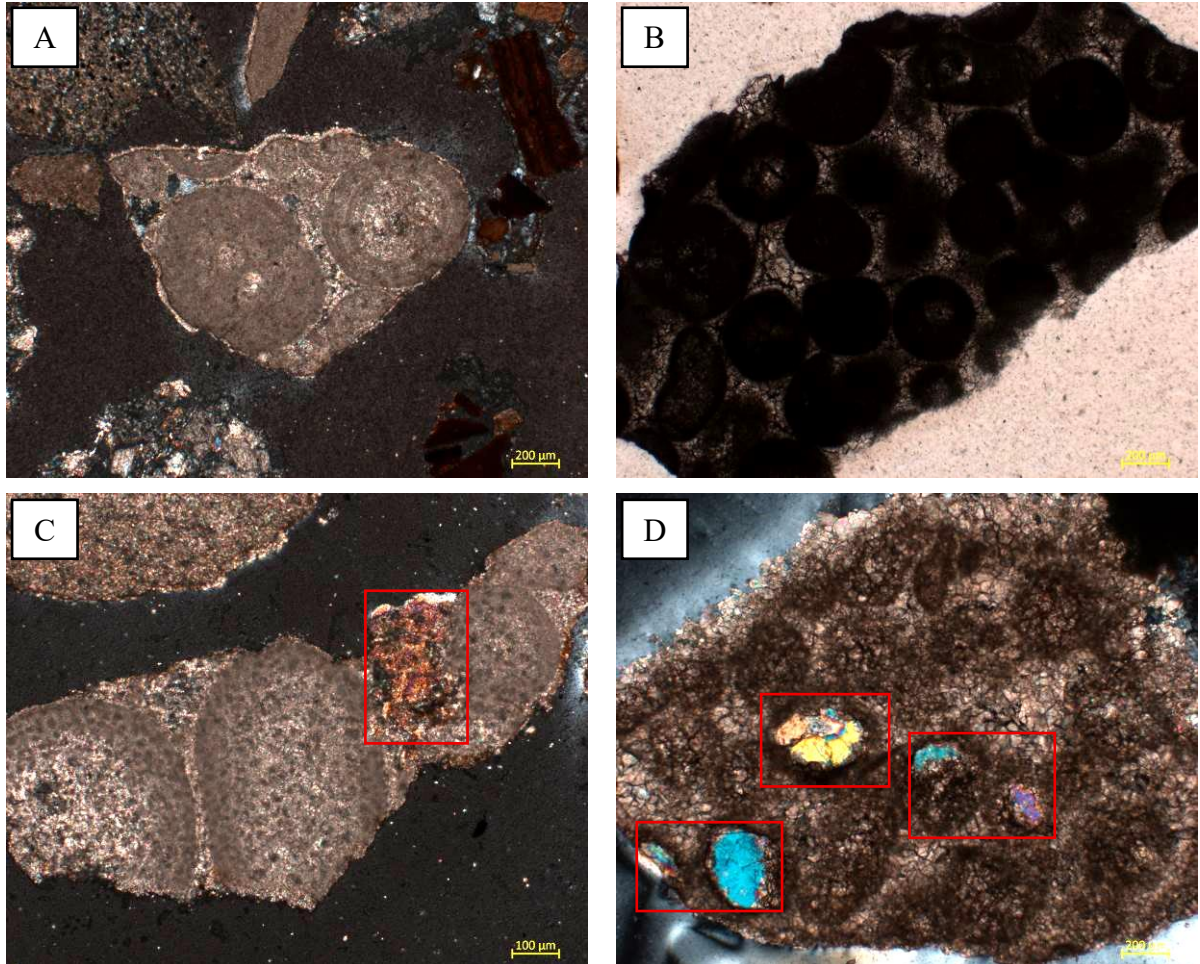




No intervalo superior desta unidade (4398 a 4380 m), ocorrem microfácies de granulação mais grossa, como *grainstones* oolíticos intercalados com *grainstones* peloidais, no qual marcam o fim da sequência carbonática.

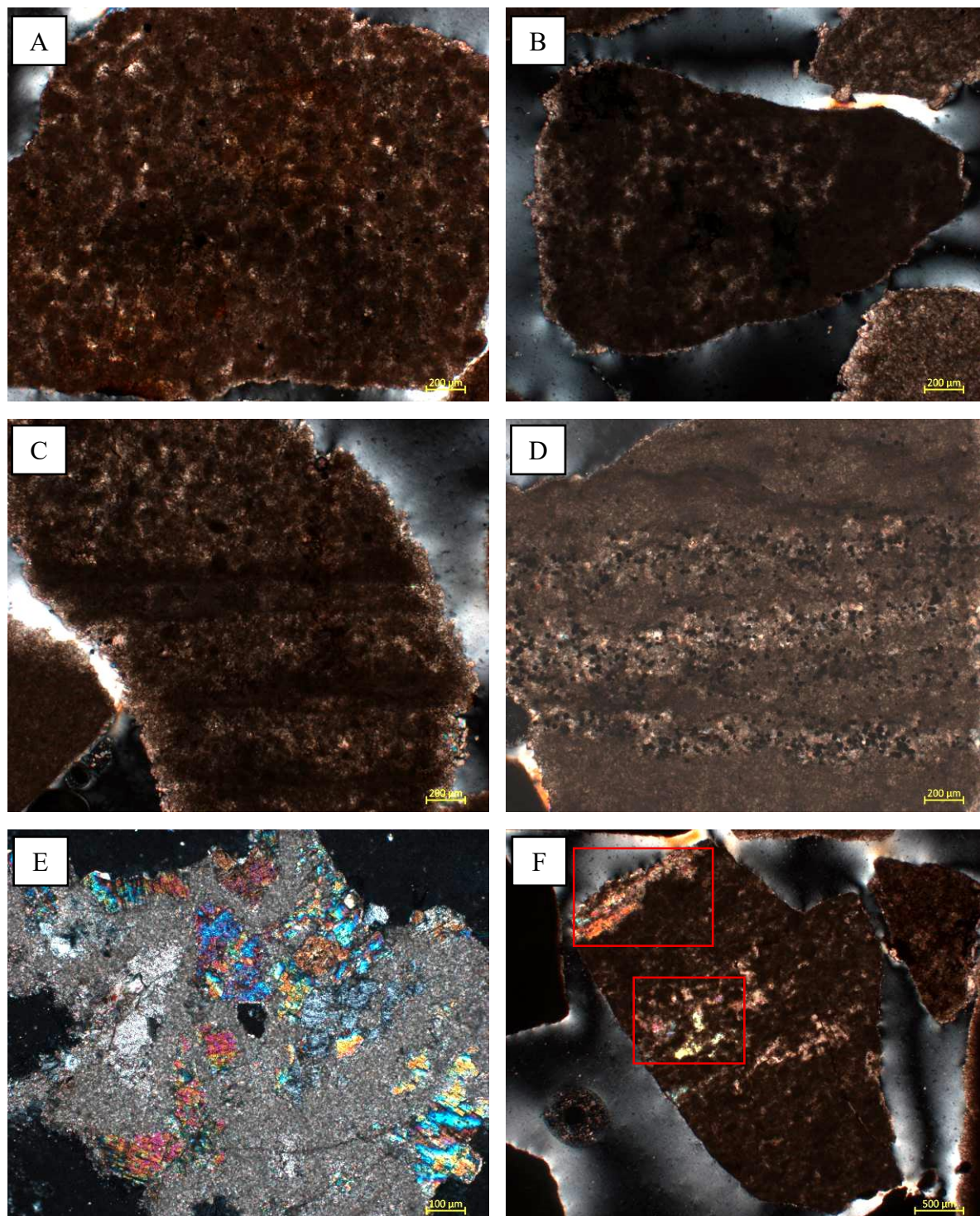
A microfácies de *grainstone* oolítico é composta essencialmente por ooides com tamanhos entre 300 a 800 μm , bem arredondados e esféricos, com lamelas pouco visíveis (Figura 20A e 20B). Em alguns intervalos ocorrem ooides micritizados relacionados a processos eodiagenéticos (Figura 20B). Entre os grãos ocorre cimento em mosaico (granular), além de cristais de anidrita e gipsita, abrangendo-os de forma mais detalhada no item 5.1 (Figura 20C e 20D).

Figura 20 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A) Fotomicrografia: Fragmento de *grainstone* oolítico ao centro, composto por ooides e matriz micrítica de coloração amarronzada. Profundidade de 4380 m. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia: Fragmento de *grainstone* oolítico micritizado. Profundidade de 4389 m. Nicóis descruzados. C e D) Fotomicrografia: Detalhe para cristais de anidrita. Profundidade de 4395 e 4392 m, respectivamente. Nicóis cruzados.



Já as microfácies de *grainstone* peloidal, são caracterizadas pelo predomínio de peloides subarredondados a arredondados, esfericidade baixa, com tamanho entre 120 a 250 μm. Nesta microfácies ocorrem camadas com duas estruturas distintas, uma com laminações microbiais milimétricas (Figura 21A e 21B), e outra maciça (Figura 21C e 21D), ambas intercaladas entre si. Outro constituinte presente em grande quantidade são piritas framboidais, com tamanhos entre 0,03 a 0,06 mm. Também são observados cristais de anidrita e gipsita, além de celestita, discutidos de forma mais detalhada no item 5.1 (Figura 21E e 21F).

Figura 21 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de *grainstone* peloidal maciço. Profundidade de 4389 e 4383 m, respectivamente. Polarizadores cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmentos de *grainstone* peloidal com laminações microbiais milimétricas. Profundidade de 4389 e 4383 m, respectivamente. Polarizadores cruzados. E e F) Fotomicrografia: Detalhe para os cristais de gipsita em anidrita em meio aos grãos. Profundidade de 4389 m. Polarizadores cruzados.



No mapeamento MEV/EDS composicional, observa-se que grande parte das concentrações de Mg ocorrem associadas a processos diagenéticos, como dolomitização

(Figura 22) e cimentação (cimentos isópacos tipo dente-de-cão) (Figura 23), também observados em imagens de catodoluminescência óptica (Figura 24). O Ca é o principal elemento constituinte das rochas carbonáticas, observados tanto na matriz, quanto em constituintes autóctones, observados através do mapa EDS composicional (Figuras 22 e 23). As concentrações de Fe presentes nas amostras geralmente encontram-se, associados a alterações diagenéticas pós-deposicionais, já as concentrações de Mn ocorrem principalmente associados aos elementos de S, Sr e Ba, derivados de sulfatos de cálcio e estrôncio, ambos discutidos de maneira detalhada no item 5.1.

Figura 22 - Mapeamento composicional de amostra de calha (MEV/EDS), profundidade de 4398 m. O mapa de Mg indica maiores concentrações em cristais de dolomitas e a processos de dolomitização da matriz, enquanto o mapa de Ca indica a matriz carbonática.

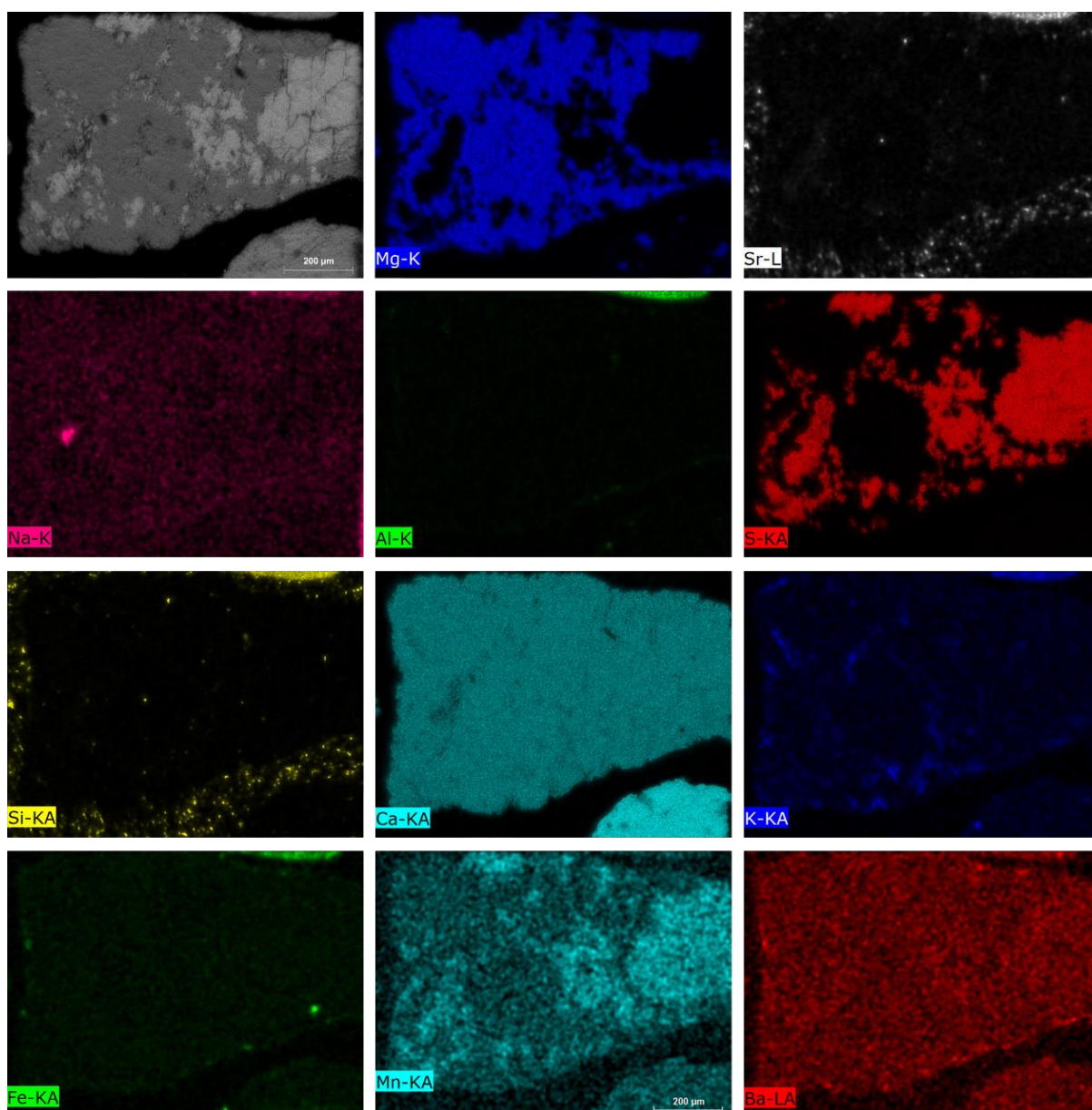


Figura 23 - Mapeamento composicional de amostra de calha (MEV/EDS), profundidade de 4389 m. O mapa de Mg indica maiores concentrações do mesmo em cristais de dolomita e em cimentos isópacos do tipo dente-de-cão (calcitas de baixo Mg) nos ooides.

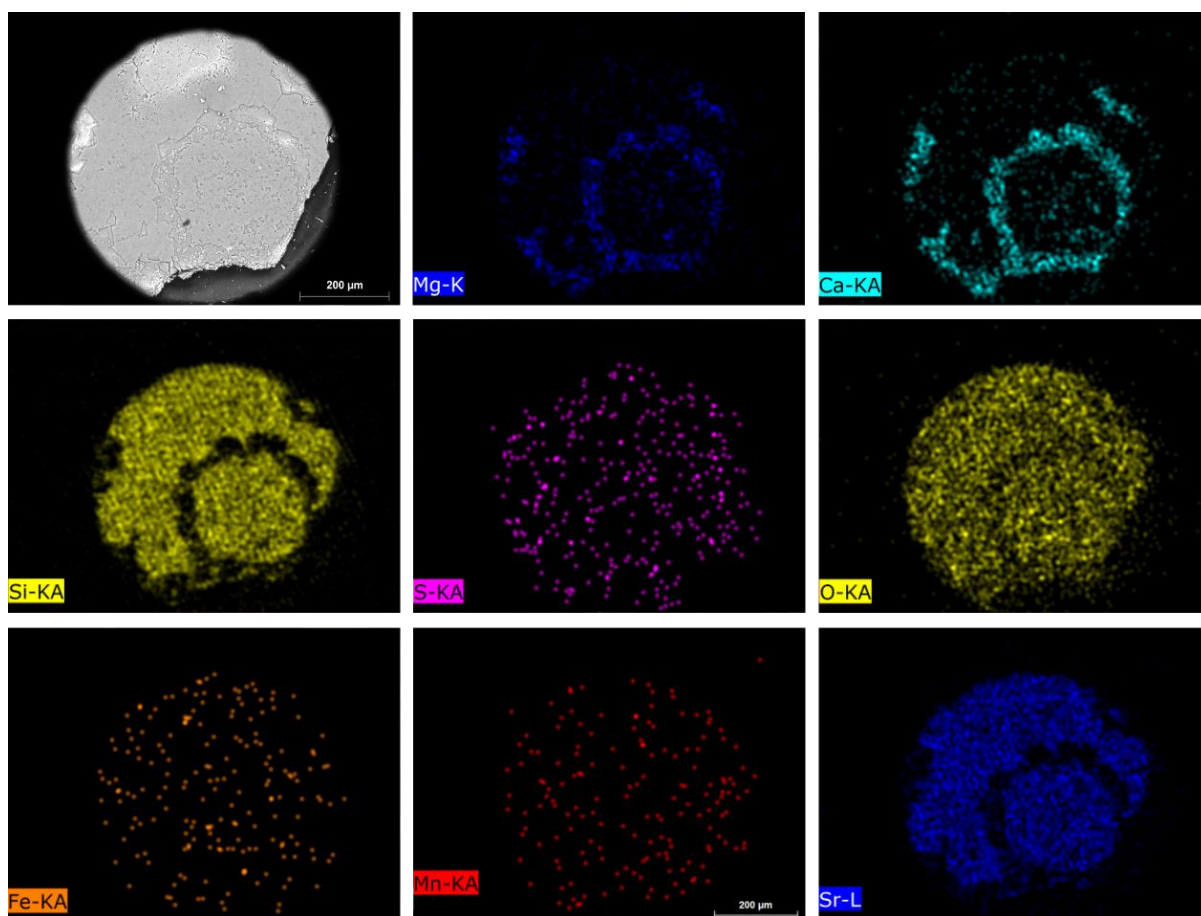
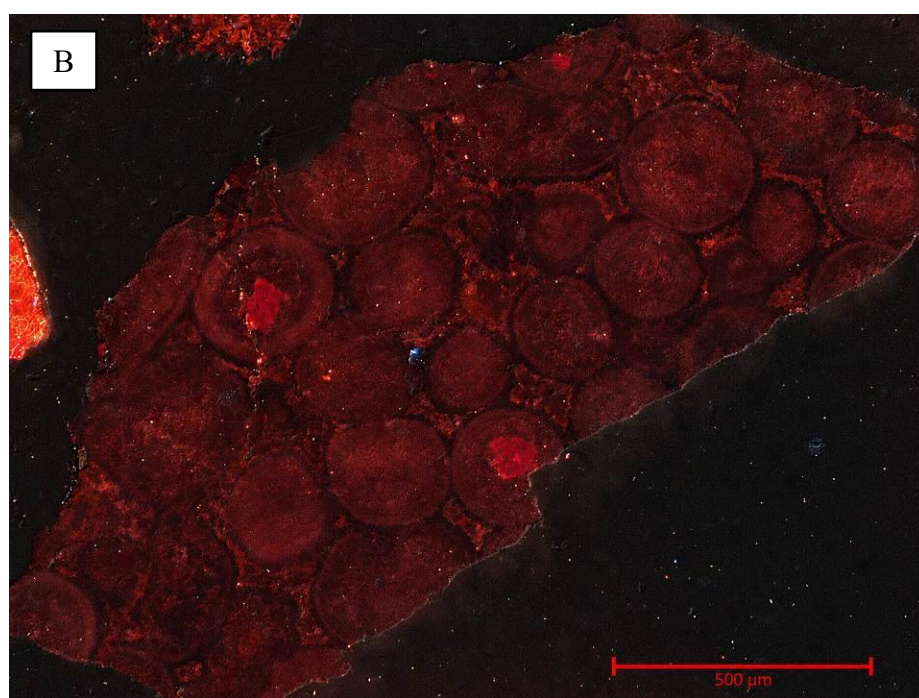
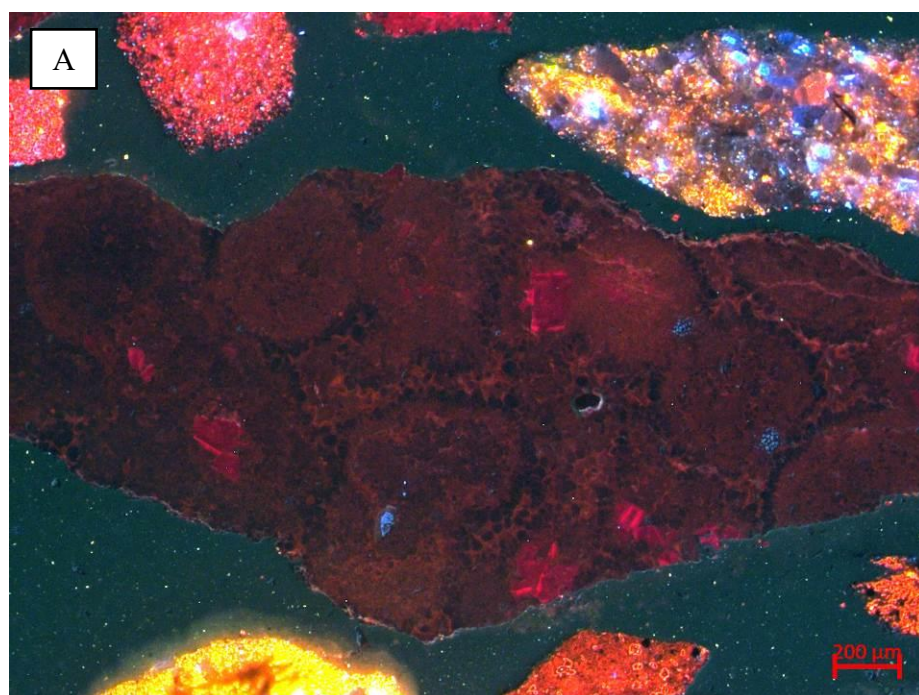


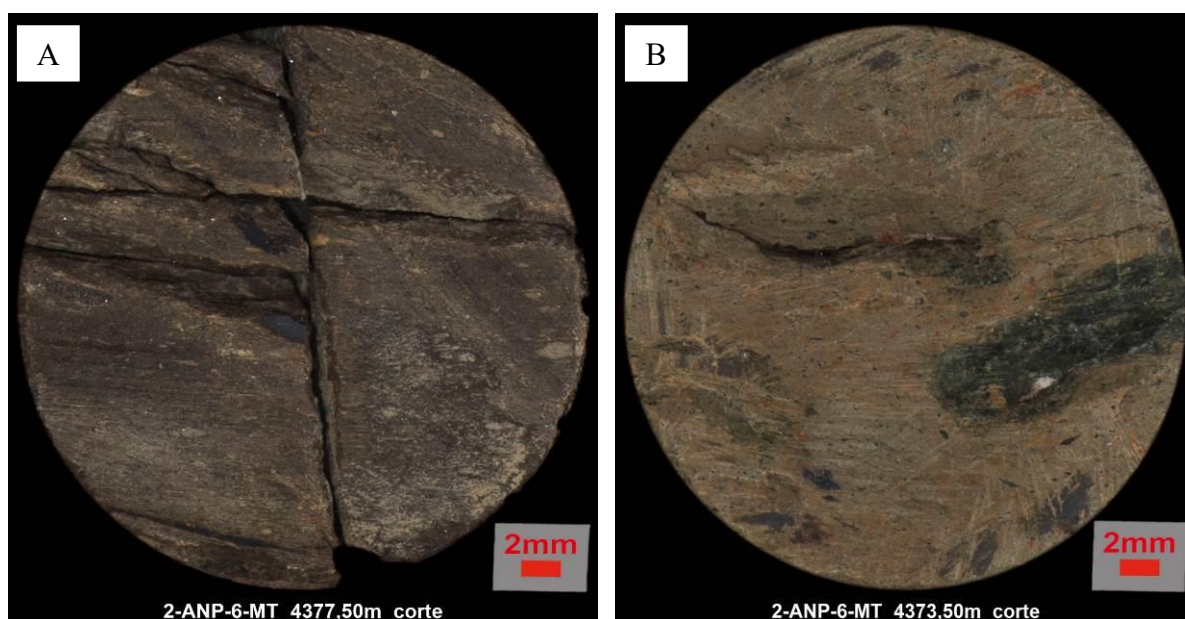
Figura 24 - Imagens de catodoluminescência óptica em amostra de calha. A e B) Fragmento de grainstone oolítico com cimentos isópacos do tipo dente-de-cão (porção mais escura e pontiaguda em volta dos ooides), profundidade de 4380 e 4389 m, respectivamente.



4.1.3. Formação Bauxi

Sobrepostos aos carbonatos do intervalo Salto Magessi, os depósitos basais da Formação Bauxi (4380 a 4365 m) são caracterizados por fácies de diamictitos de coloração bege a amarronzada, mal selecionados, com seixos facetados de composição polimítica, angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade, sustentados pela matriz argilosa (Figura 25A e 25B).

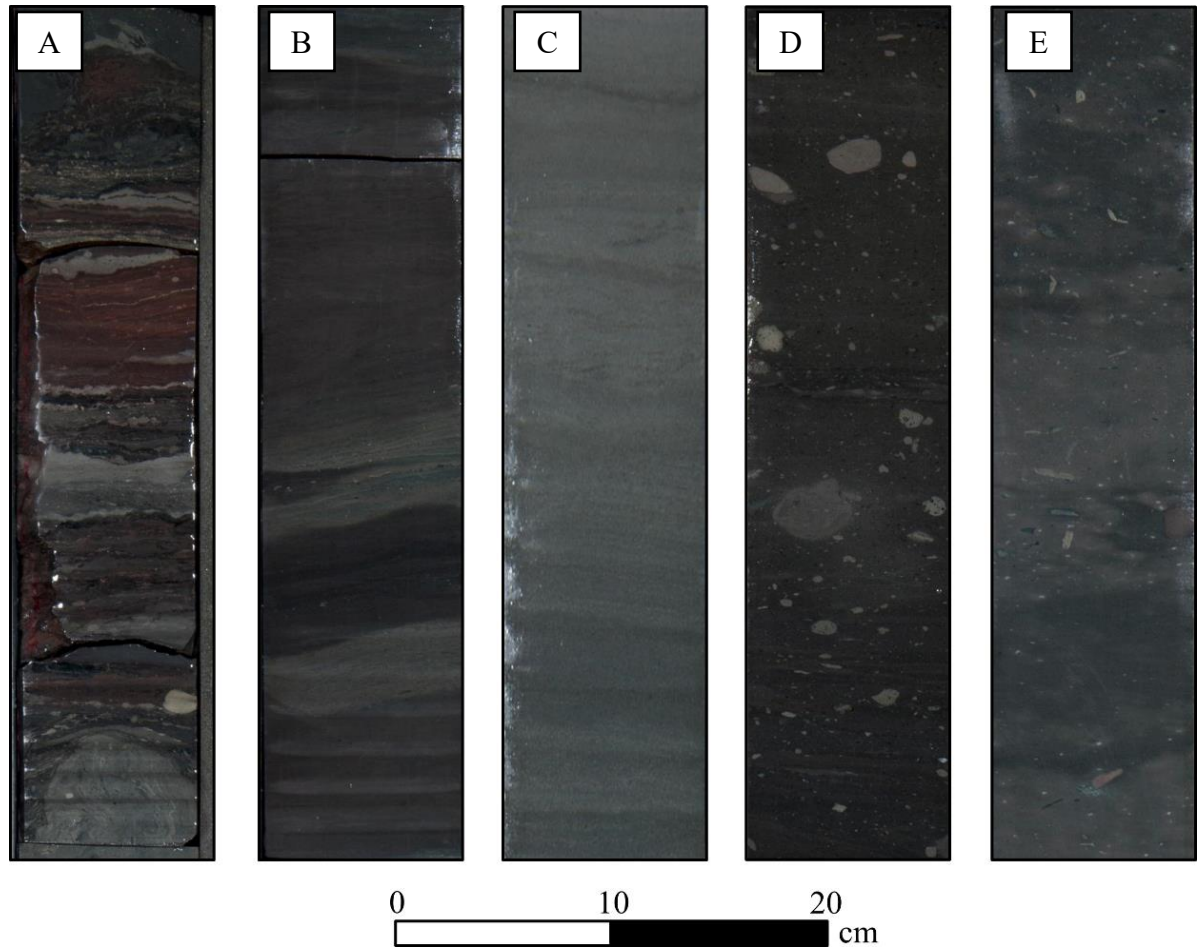
Figura 25 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Diamictitos de composição polimítica e coloração amarronzada.



Após o intervalo basal (4365 a 4354 m de profundidade), ocorrem fácies de arenitos finos a médios com laminação plano-paralela a irregulares, intercalados com fácies de diamictitos, como descritos anteriormente (Figura 26D e 26F). As fácies de arenitos possuem coloração acinzentada, com mudança de tonalidade entre as laminações, grãos angulosos a subarredondados, subesféricos e mal selecionado (Figura 26B e 26C).

Aos 4354,80 m aproximadamente, há uma possível ocorrência de fácies Formação Ferífera Bandada (BIFs), com sua interpretação baseada no perfil litogeoquímico do poço, descritos pela PETROBRAS. Apresenta intercalação entre cores avermelhadas e acinzentadas e estrutura bandada (Figura 26A).

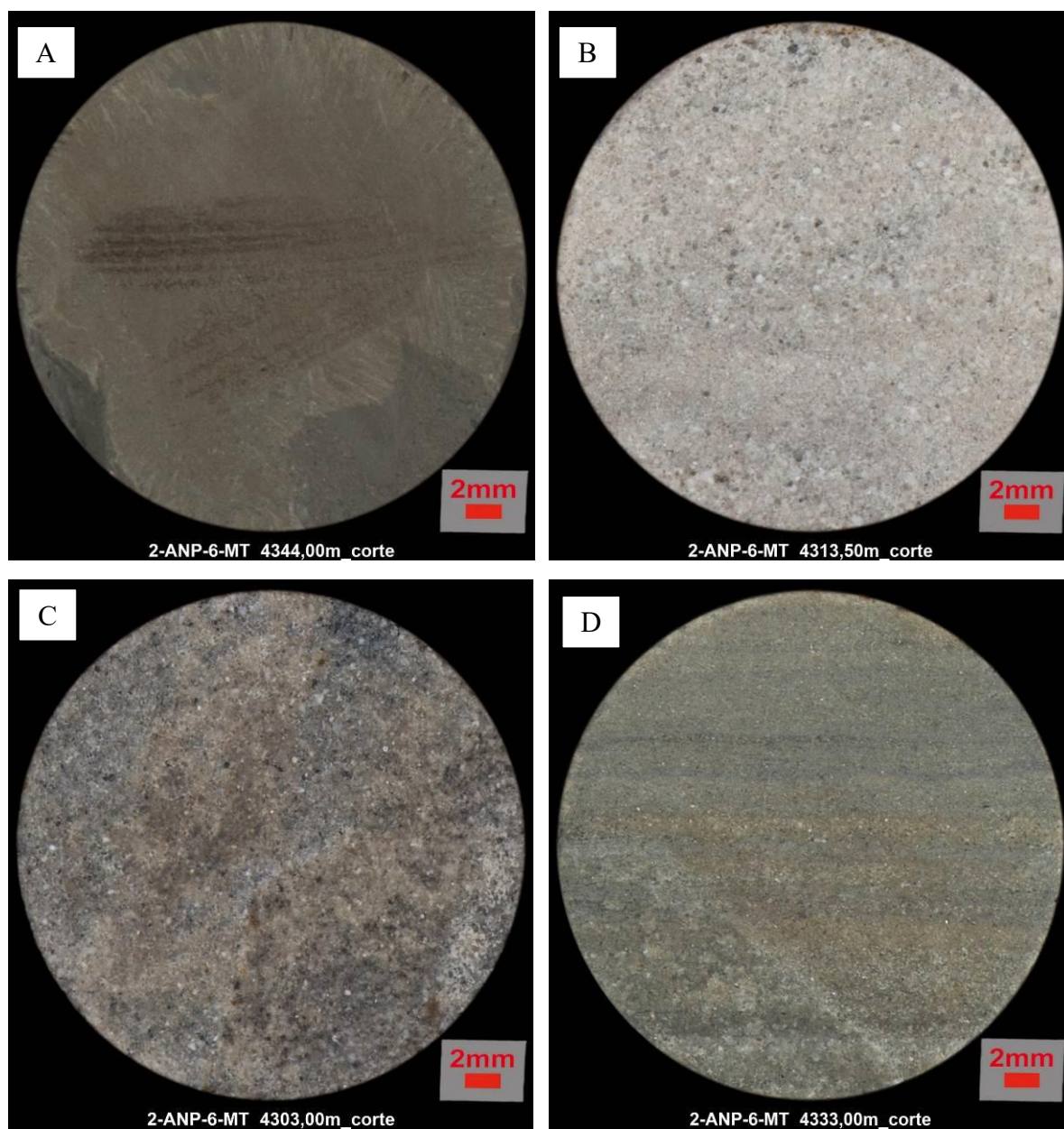
Figura 26 - Amostras de testemunho do poço 2-ANP-0006-MT. A) Possível Formação Ferrífera Bandada (BIFs). Profundidade de 4354,65 m (topo da caixa 02). B e C) Arenitos finos a médios com laminação plano paralela e coloração acinzentada. Profundidade de 4354,00 (centro da caixa 01) e 4365,65 (topo da caixa 15/19), respectivamente. D e E) Diamictitos com seixos facetados e matriz argilosa de coloração cinza escuro. Profundidade de 4359,35 (centro da caixa 07) e 4366,65 (centro da caixa 16), respectivamente.

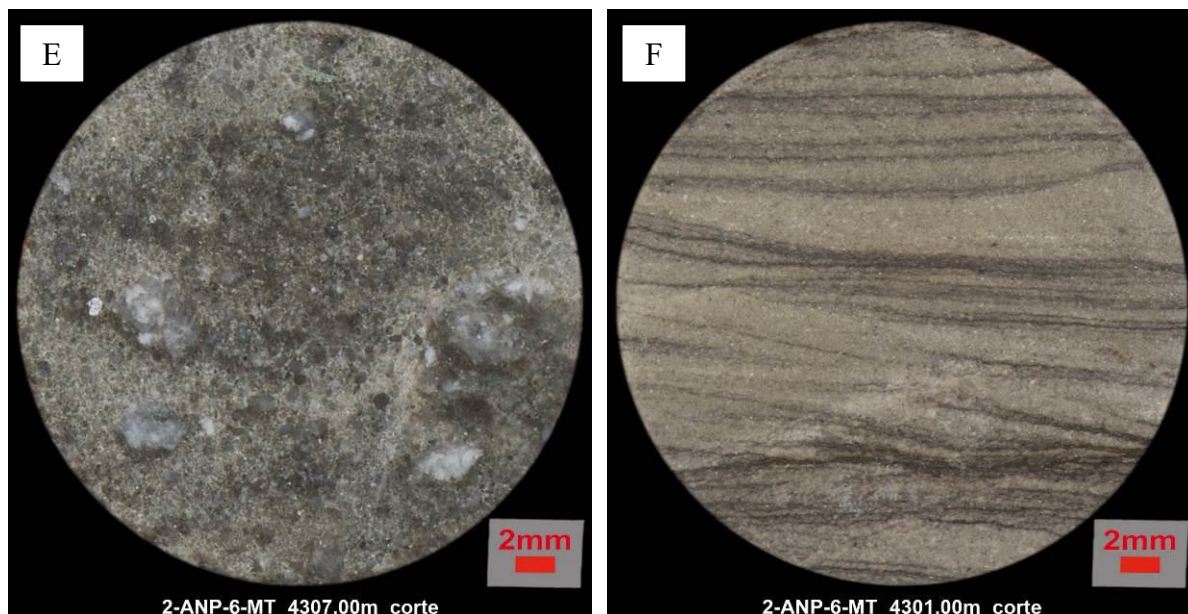


Entre os intervalos 4354 até 4289 m de profundidade, há um predomínio de fácies de arenitos médios a grossos, com coloração bege a cinza, grãos subangulosos a arredondados, subesféricos e mal selecionados. A maior parte dessas fácies possui estrutura maciça (Figura 27A, 27C e 27E), entretanto, também são observadas pequenas camadas com fácies apresentando laminações plano-paralelas (Figura 27B) e laminações irregulares (Figura 27F).

No intervalo 4307 m, ocorre uma camada de aproximadamente 3 m de espessura com fácies de arenitos conglomeráticos maciços, com grãos subangulosos a arredondados, subesféricos, mal selecionados e de coloração acinzentada (Figura 27D).

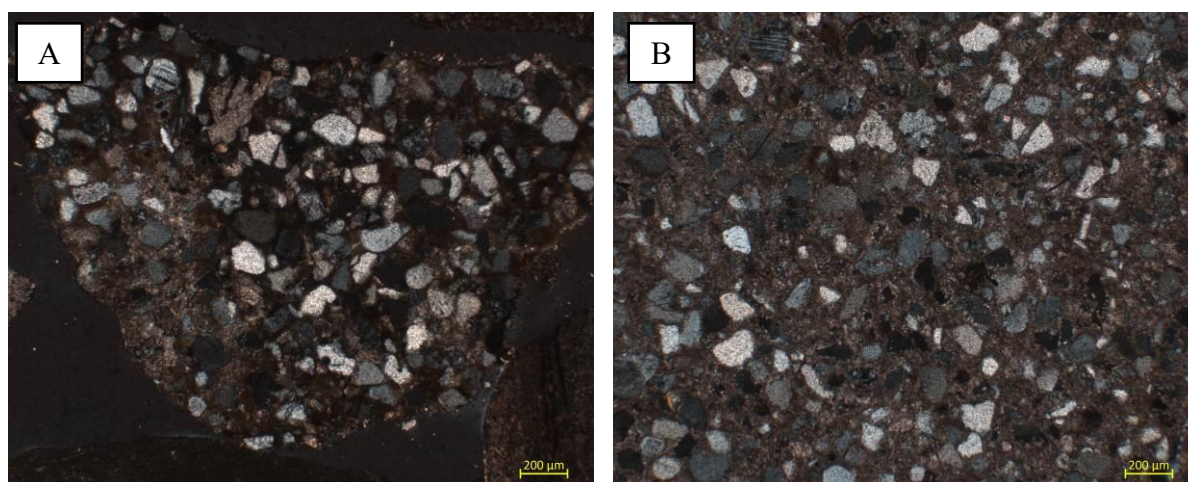
Figura 27 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Arenitos médios a grossos com estrutura maciça. D) Arenito médio com laminação plano-paralela. E) Arenito conglomerático maciço. F) Arenito médio com laminações truncadas a irregulares.

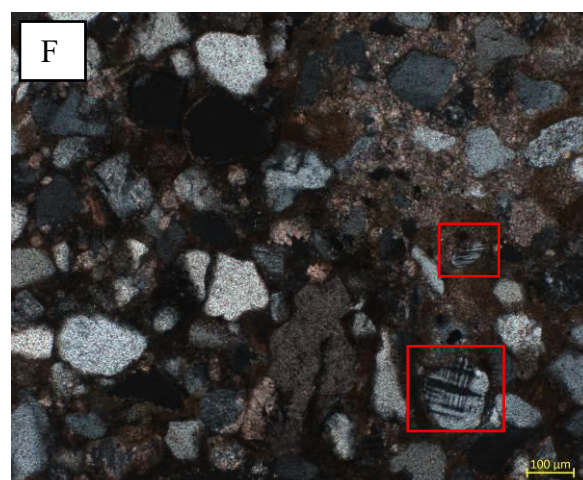
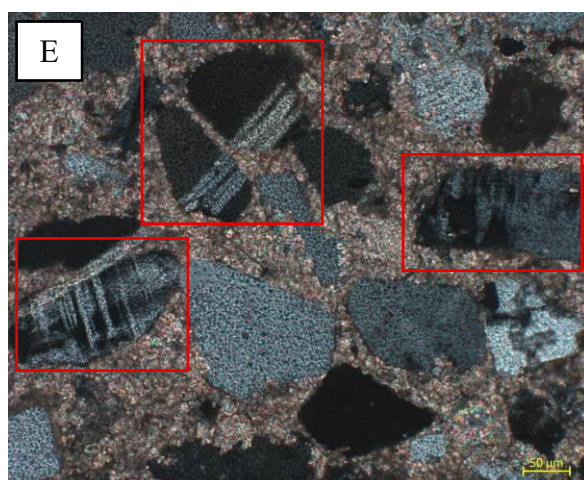
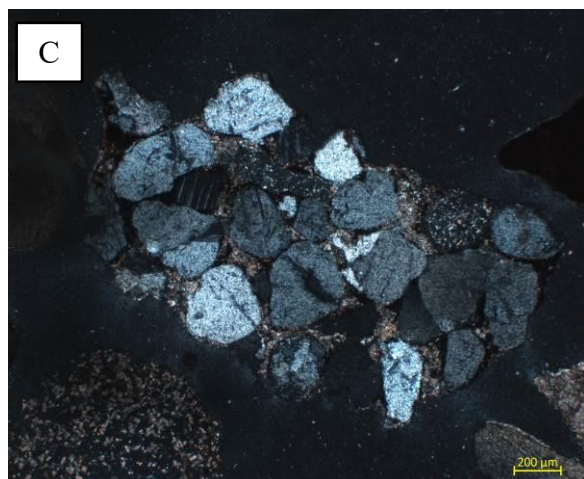




As microfácies da Formação Bauxi observadas por petrografia de amostras de calha, são predominantemente marcadas por fragmentos de arenitos feldspáticos maciços (Figura 28A, 28B e 28C), composto por plagioclásio, feldspato, quartzo e matriz argilosa. A granulometria varia entre areia fina a areia média, com grãos mal selecionados, bem angulosos a arredondados, com esfericidade baixa a moderada e sem estrutura aparente (maciça). Contudo, devido a grande quantidade de minerais instáveis, como plagioclásios e feldspatos, os sedimentos desta unidade são caracterizados como imaturos (Figura 28D, 28E e 28F).

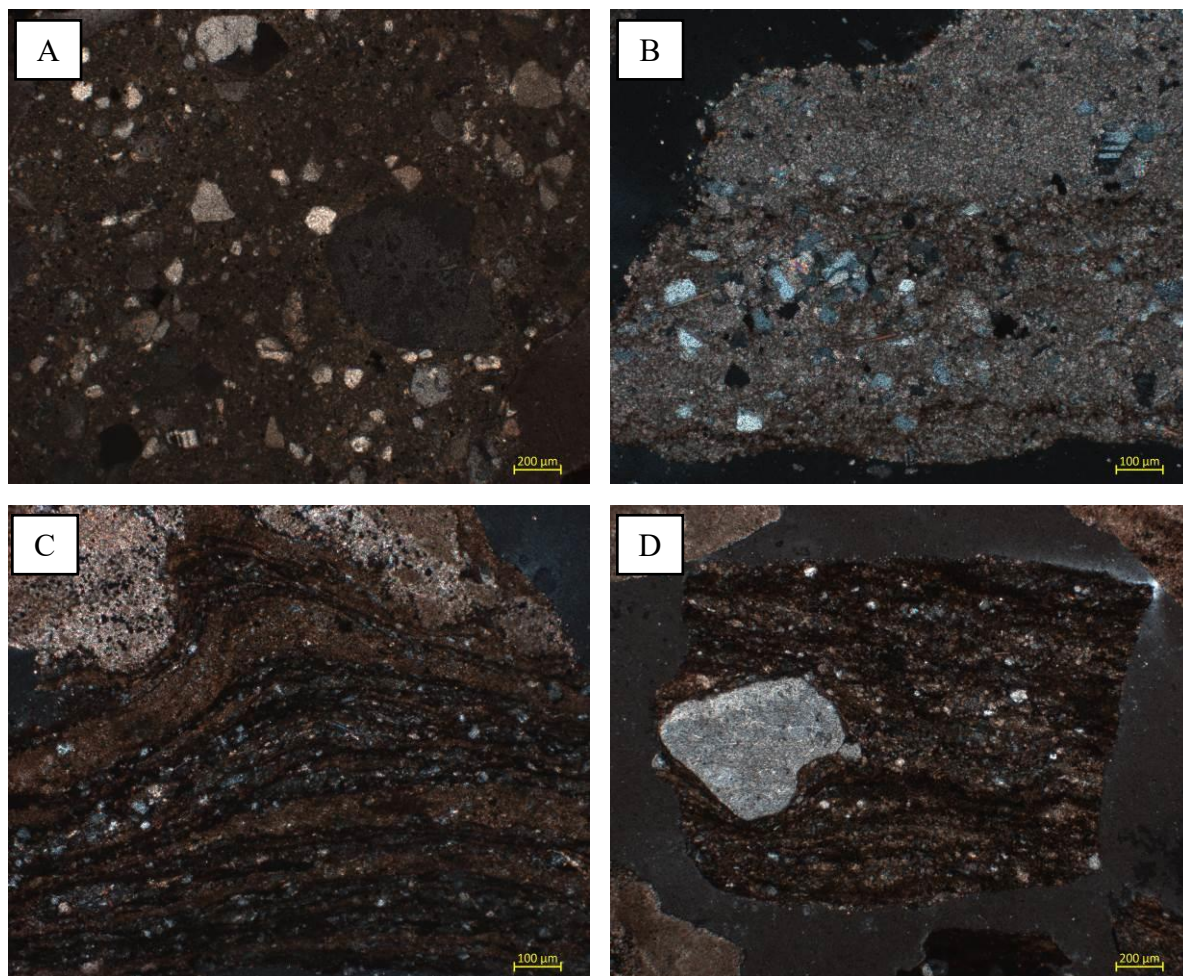
Figura 28 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A, B e C) Fotomicrografia: Fragmentos de arenitos feldspáticos finos a médios com estrutura maciça. Profundidade de 4305, 4332 e 4341 m, respectivamente. Nicóis cruzados. D, E e F) Fotomicrografia: Detalhe para grãos de microclínio (em vermelho) em fragmentos de arenitos feldspáticos. Profundidade de 4305, 4332 e 4341 m, respectivamente. Nicóis cruzados.





Próximo ao limite discordante com a Formação Puga ocorrem fácies de *wackes* feldspáticos, porém com menor frequência em relação a fácies de arenitos feldspáticos. São compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato e muscovita, em matriz lamosa. O tamanho dos grãos varia entre areia muito fina a grossa, arredondados a subangulosos, pouco esféricos, mal selecionados e com composição semelhante a fácies anterior. Podem apresentar tanto estrutura maciça (Figura 29A e 29B), quanto laminações plano-paralelas irregulares (Figura 29C e 29D).

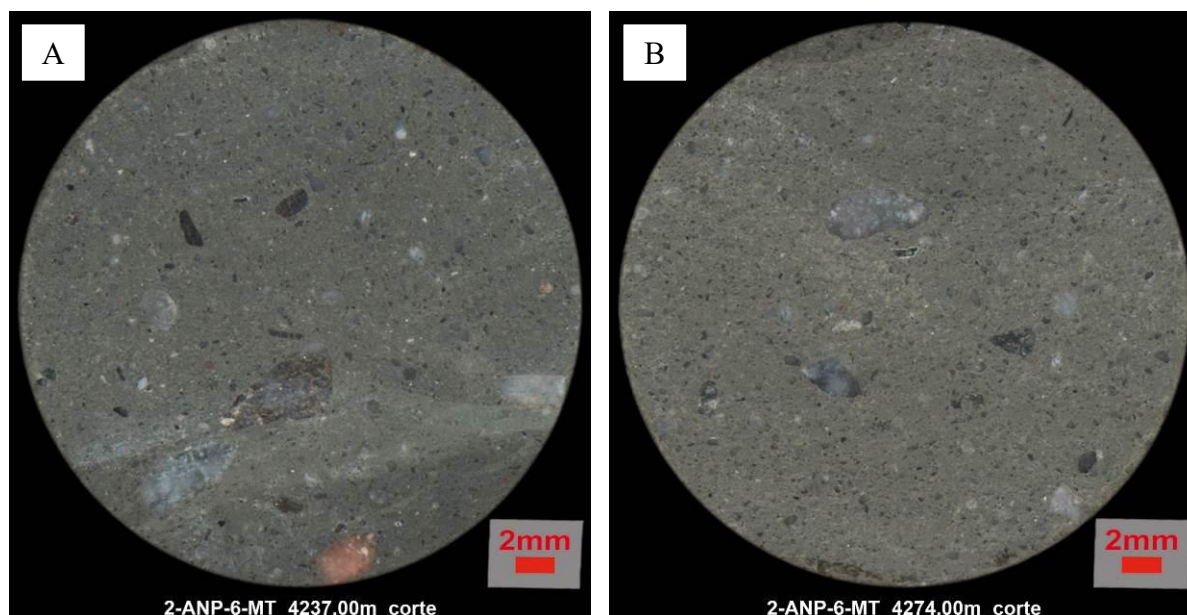
Figura 29 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmento de *wacke* feldspático maciço. Profundidade de 4290 m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Fragmento de *wacke* feldspático com laminações irregulares. Profundidade de 4290 m. Nicóis cruzados.



4.1.4. Formação Puga

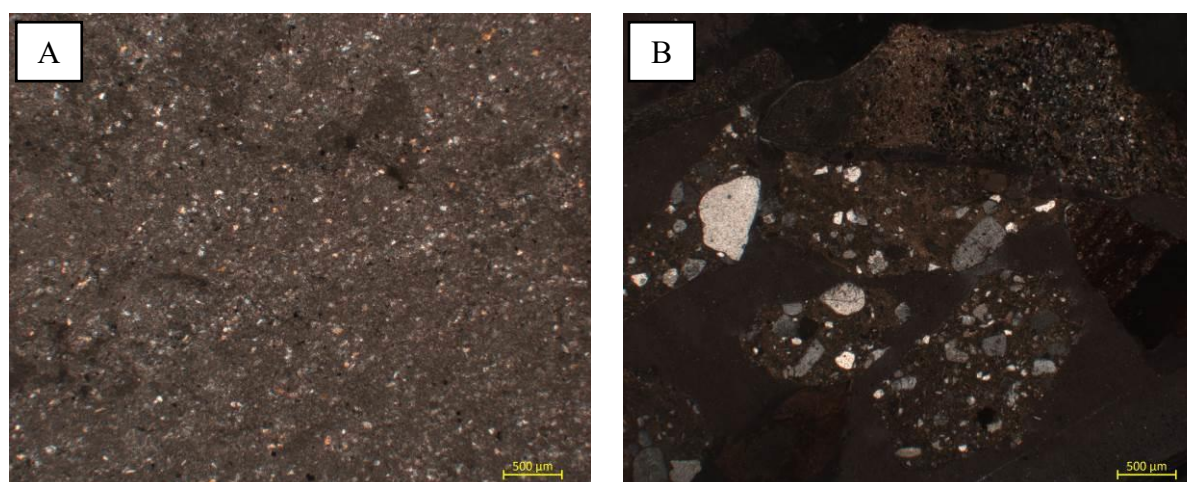
Com cerca de 88 m de espessura (4288 a 4200 m de profundidade), os depósitos glaciais da Formação Puga são a última sequência sedimentar deste estudo, sendo representada por fácies de diamictitos maciços de coloração acinzentada, com seixos facetados de composição polimítica, arredondados a subangulosos e subesféricos, ambos sustentados por uma matriz argilosa (Figura 30A e 30B).

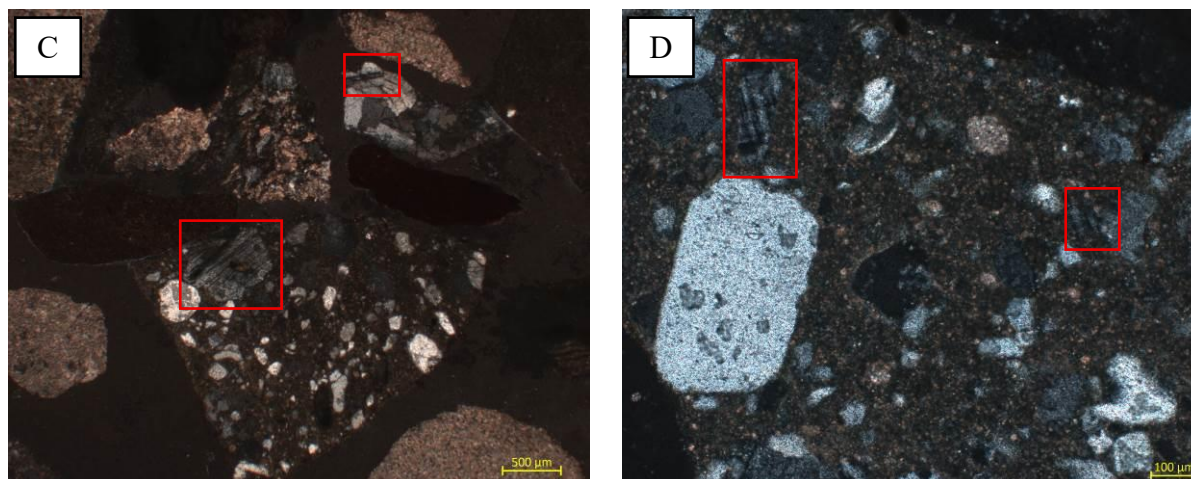
Figura 30 - Amostras laterais do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Diamictitos maciços com seixos facetados de composição polimítica e matriz argilosa de coloração acinzentada.



As microfácies observadas nas amostras de calha dos intervalos 4278 e 4233, são caracterizadas pela abundância de fragmentos de *wackes* feldspáticos, composto essencialmente por quartzo, plagioclásio e demais feldspatos, assim, denotando caráter imaturo. A granulometria varia entre areia fina (Figura 31A e 31B) a grossa (Figura 31C e 31D), subesféricos, arredondados a subangulosos, com matriz argilosa.

Figura 31 - Amostras de calha do poço 2-ANP-0006-MT. A e B) Fotomicrografia: Fragmentos de *wackes* feldspáticos finos a grossos. Profundidade de 4233 m. Nicóis cruzados. C e D) Fotomicrografia: Destaque para grãos de microclínio em fragmentos de *wackes* feldspáticos. Profundidade de 4278 m. Nicóis cruzados.





4.2. Geoquímica elementar

As amostras de calha apresentaram um papel importante neste estudo, e principalmente em estudos estratigráficos e geoquímicos de poços exploratórios. As amostras de calha permitem caracterizar intervalos sedimentares a custos relativamente reduzidos, nos quais a recuperação contínua de testemunhos é frequentemente limitada por questões operacionais e econômicas, sendo frequentemente as únicas amostras disponíveis em subsuperfície. Sua utilização é relevante em intervalos profundos e pouco aflorantes, como o registro Criogeniano da Bacia dos Parecis, e principalmente aos carbonatos não aflorantes do Salto Magessi, onde o acesso ao material geológico é restrito. Neste trabalho, essas amostras foram extremamente úteis para a identificação de tendências geoquímicas ao longo das sucessões sedimentares, possibilitando a correlação estratigráfica e a interpretação da evolução deposicional da bacia de forma regional. Entretanto, por serem constituídas por fragmentos de rocha gerados durante a perfuração, acabam apresentando limitações como mistura de material proveniente de diferentes profundidades, possível contaminação por fluidos de perfuração e menor resolução estratigráfica quando comparadas às amostras de testemunho.

Para o refinamento da avaliação diagenética do intervalo “Carbonato Salto Magessi”, foram utilizados os teores de Sr, Ca, Fe e Mn apresentados por Lamoso (2023), no qual foram analisados exclusivamente fragmentos carbonáticos previamente triados, garantindo a representatividade da fração carbonática. Contudo, neste trabalho foram apresentados novos dados elementares provenientes de rocha total, ou seja, as amostras de calha foram lavadas e triadas para remoção de impurezas, porém mantendo a diversidade litológica para cada amostra. Embora esses dados não sejam diretamente comparáveis aos obtidos através dos fragmentos

carbonáticos triados, eles foram utilizados para avaliar as razões contendo Mg, como processos de dolomitização e limitar os intervalos associados a calcários dolomíticos.

Para uma melhor representação desses dados, o “Carbonato Salto Magessi” foi subdividido em dois intervalos, ambos separados por fácies e microfácies, além de suas respectivas razões geoquímicas. O Intervalo I predominam fácies de granulometria mais fina (*mudstones* e *wackestones*), no qual se estendem da porção basal até a porção intermediária da unidade. Já no Intervalo II há um predomínio de fácies mais grossas (*grainstones*), no qual ocorrem somente na porção superior desta unidade.

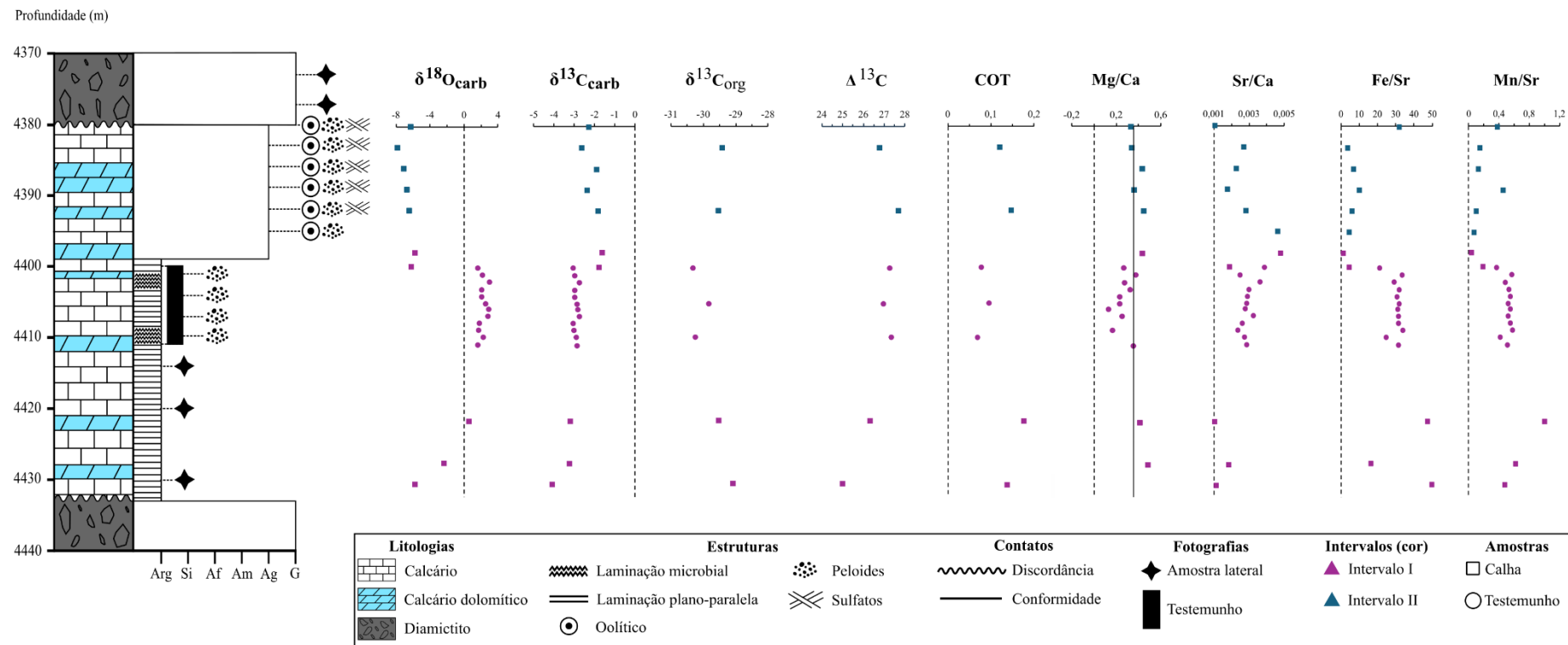
Ao analisar a razão Mg/Ca, as amostras que apresentam valores acima de 0,35 foram classificadas como calcários dolomíticos, já abaixo deste valor, somente como calcários, considerando um balanço estequiométrico para a presença de dolomita nas amostras (Figura 32). A razão Mg/Ca varia de 0,13 a 0,48 ao longo da unidade. No Intervalo I, em sua porção inferior, os valores estão acima de 0,35, tendendo a valores mais baixos em sua porção intermediária. Nesta porção, ainda para o Intervalo I, há um predomínio de calcários não dolomíticos, com exceção de duas amostras que, ao se aproximar do Intervalo II, apresentam valores maiores que 0,35 sentido ao topo. Já no início do Intervalo II, há uma maior presença de amostras acima deste limite estabelecido, indicando calcários dolomíticos na base deste intervalo, seguidos por uma pequena queda nesses valores, associados a calcários não dolomíticos.

A razão Sr/Ca possui uma variação de 0,001 a 0,005 ao longo desta unidade. O Intervalo I é caracterizado por menores valores em sua base, seguido por uma quebra positiva e um platô em sua porção intermediária, apresentando valores relativamente estáveis neste nível. Em direção ao topo do Intervalo I há um aumento desses valores, marcando uma excursão positiva até o limite com o Intervalo II. Já o Intervalo II é caracterizado por uma excursão negativa em sua base, seguido por uma excursão positiva até o limite superior da unidade (Figura 32).

A razão Fe/Sr apresenta o maior intervalo de variação, com valores entre 1,38 a 49,68. Os valores mais elevados ocorrem próximos a base do Intervalo I, delimitados por uma quebra negativa até sua porção intermediária, caracterizado por valores mais estáveis. Após esse patamar, ocorre uma forte excursão negativa no topo deste intervalo, próximo ao limite com Intervalo II. O Intervalo II possui os valores mais baixos desta unidade, porém com pouca dispersão entre os mesmos (Figura 32).

Em relação a razão Mn/Sr, os valores variam entre 0,03 e 1,00. Na base do Intervalo I, observa-se uma excursão positiva seguido de uma quebra negativa, com estabilização dos valores em sua porção intermediária. Em direção ao topo, ainda no Intervalo I, ocorre uma excursão negativa marcante até o limite com o Intervalo II. Já no Intervalo II, ocorrem pequenas oscilações nos valores em sua base, seguido de uma quebra tendendo a valores mais altos, e uma outra quebra tendendo a valores mais baixos. Após isso há um novo platô, com uma pequena excursão positiva sentido ao topo da unidade (Figura 32).

Figura 32 - Seção estratigráfica da unidade “Carbonato Salto Magessi”, acompanhada pelos perfis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, fracionamento isotópico do C ($\Delta^{13}\text{C}$), Carbono Orgânico Total (COT), e razões geoquímicas, como Mg/Ca, Sr/Ca, Fe/Sr e Mn/Sr, utilizadas para avaliação diagenética.



4.3. Análises isotópicas de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

Assim como no item anterior, para unidade “Carbonato Salto Magessi”, foram utilizados os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ estudados previamente por Lamoso (2023), através de análises em fragmentos carbonáticos triados. Entretanto, neste estudo são providenciados dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos através de análises do resíduo insolúvel (RI), e de Carbono Orgânico Total (COT), provenientes da massa total da amostra pré-decarbonatação.

O perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é marcado por valores predominantemente negativos, variando entre -4,09 e -1,64‰ ao longo do Intervalo I e II. No Intervalo I, próximo a base, ocorre uma pequena excursão positiva em direção a porção intermediária, seguidos por um platô relativamente estável (com valores em torno de -2,8 e -3‰). Aos 4400 m de profundidade próximo a passagem para o Intervalo II, ocorre uma quebra seguida de uma excursão positiva, porém com pouca dispersão neste intervalo com valores em média de -2‰ (Figura 32).

O perfil de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresenta tanto valores negativos quanto positivos, com variância entre -7,8 e 2,9‰. Na base do Intervalo I, ocorre uma excursão positiva bem definida até a porção intermediária, onde observa-se um platô com valores positivos e pouco dispersos (entre ~1,5 e 2,9‰). Na profundidade de 4400m ocorre uma quebra evidente desses valores, passando para um platô de valores negativos já no Intervalo II, com valores estáveis entre -6,5 e -7,5‰ (Figura 32).

No perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, os valores variam pouco quando comparados ao perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, com valores entre -30,3 e -29‰. No Intervalo I, próximo a base ocorre uma pequena excursão negativa até a porção intermediária, onde os valores se mantêm próximos a -30‰, com baixa dispersão. A partir desta porção, ocorre um pequeno aumento consistente até a porção superior, ainda que não possa ser considerada uma excursão significativa nas amostras do Intervalo II (Figura 32). Ainda que pouco variável, nota-se um comportamento antitético entre os perfis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

O fracionamento isotópico do carbono (diferença na composição isotópica entre o carbono inorgânico e o orgânico), exibe valores de $\Delta^{13}\text{C}$ que variam de 24,9 a 27,6‰. O Intervalo I apresenta uma excursão positiva até a porção intermediária, onde o mesmo exibe pouca variação nesta porção, com valores entre 27‰. Já no Intervalo II, esses valores apresentam estabilidade até o limite superior unidade (Figura 32).

Por fim, os valores de Carbono Orgânico Total (COT) variam entre 0,06 e 0,14%. No Intervalo I, em sua base, é possível observar um leve aumento nos teores, seguido por um platô na porção intermediária, onde são registrados os menores valores de COT (em geral entre 0,06 e 0,09%). No Intervalo II, já na porção superior, há pouca dispersão dos valores de COT, apresentando estabilidade até o limite superior da unidade (Figura 32).

5. DISCUSSÃO

5.1. Avaliação de alterações pós-deposicionais sobre o registro isotópico

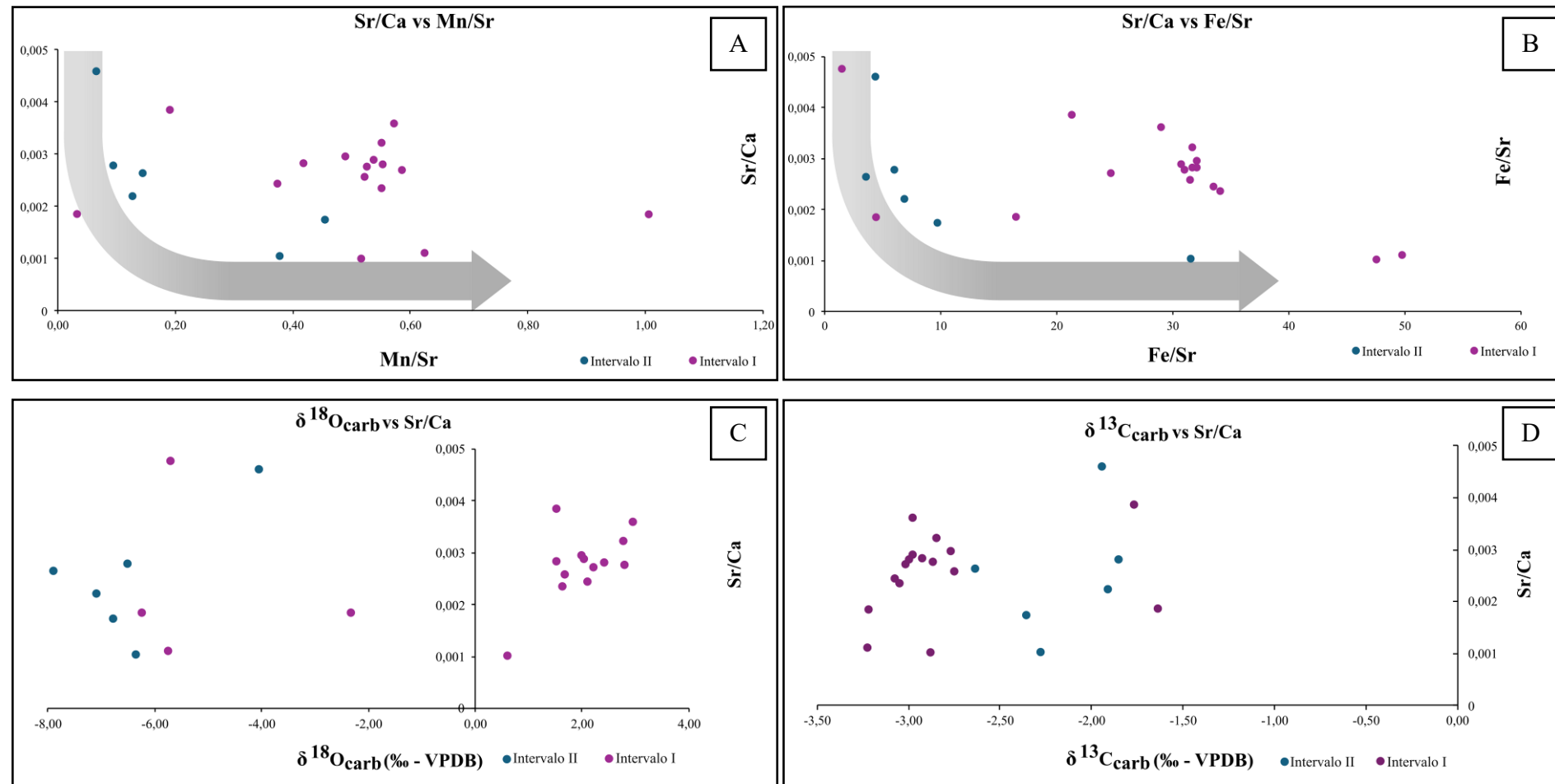
As principais razões elementares utilizadas para avaliar o grau de alteração das rochas carbonáticas são Sr/Ca, Fe/Sr, Mn/Sr, Rb/Sr e Mg/Ca, além dos parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (BANNER & HANSON, 1990; KAUFMAN & KNOLL, 1995; FÖLLING & FRIMMEL, 2002; DERRY, 2010). As concentrações elementares e suas respectivas razões, fornecem informações sobre os processos pós-deposicionais e possíveis alterações diagenéticas no sinal isotópico primário das rochas carbonáticas durante o momento de deposição. A interação da rocha com fluidos de composição diferente daquelas registradas em condições marinhas primárias, sejam eles, meteóricos, intersticiais ou até mesmo com salmouras, durante processos pós-deposicionais como metamorfismo, diagênese e dolomitização, podem alterar a assinatura isotópica primária dos carbonatos (e.g. BANNER & HANSON, 1990; VEIZER *et al.*, 1983; JACOBSEN & KAUFMAN, 1999; DERRY, 2010; HIGGINS *et al.*, 2018).

Os diagramas da Figura 33, apresentam a dispersão dos resultados nos parâmetros de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e das razões de Mn/Sr e Fe/Sr, em relação à razão de Sr/Ca para os Intervalos I e II, no qual a seta cinza indica o aumento no grau de alteração diagenética esperada a partir da interação com fluidos não-marinhas (Figura 33A e 33B). Em rochas carbonáticas, alterações diagenéticas tendem a aumentar as concentrações de Mn e Fe, pois, durante a interação com fluidos mais enriquecidos nestes elementos, o Sr é mais sensível a processos de diagenéticos em relação ao Ca, sendo preferencialmente removido da estrutura dos carbonatos (BRAND & VEIZER, 1980; VEIZER *et al.*, 1983; BANNER & HANSON, 1990).

Nos diagramas de Sr/Ca vs Mn/Sr (Figura 33A) e Sr/Ca vs Fe/Sr (Figura 33B), nota-se uma tendência de diminuição relativa na razão Sr/Ca associado ao aumento das razões Mn/Sr e Fe/Sr, conforme indicado pela direção da seta cinza nos diagramas. O Intervalo II, composto por fácies mais grossas (*grainstones*) possuem maior porosidade, consequentemente, permitem maior circulação de fluidos meteóricos, isso explica a tendência de redução de Sr/Ca

acompanhado pelo aumento das razões Fe/Sr e Mn/Sr para este intervalo. Já o Intervalo I, apesar de possuir um aumento relativo das razões de Fe/Sr e Mn/Sr, o mesmo é constituído predominantemente por fácies mais finas (*mudstones e wackestones*), no qual acabam limitando a percolação por fluidos meteóricos em porções mais localizadas, como a porção superior. No diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca (Figura 33C), o Intervalo II apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ mais negativos, sugerindo maior influência de fluidos meteóricos isotopicamente leves, enquanto o Intervalo I possui valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, associados a fluidos isotopicamente mais pesados, como salmouras evaporíticas. Já o diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca (Figura 33D) se encontra mais disperso, sugerindo que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ estão relativamente mais preservados em ambos os intervalos.

Figura 33 - A e B) Diagramas Sr/Ca vs Mn/Sr e Sr/Ca vs Fe/Sr, a direção da seta cinza indica o aumento no grau de alteração diagenética esperada a partir da interação com fluidos não-marinhos, para ambos os intervalos. C) Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca, o Intervalo II apresenta valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, sugerindo interação com fluidos meteóricos isotopicamente leves, já o Intervalo I apresenta valores mais positivos, sugerindo interação com fluidos isotopicamente mais pesados, como salmouras evaporíticas. D) Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Sr/Ca, apresenta valores mais dispersos, sugerindo que o parâmetro $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ está relativamente mais preservado em ambos os intervalos.



Em relação aos diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr (Figura 34A) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr (Figura 34B), com a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, há uma tendência de aumento das razões Fe/Sr e Mn/Sr para o Intervalo I, sugerindo a influência de um fluido diagenético mais redutor afetando este intervalo. No entanto, o Intervalo II não apresenta uma tendência clara, sugerindo que o sinal isotópico do C foi mais preservado neste intervalo, possivelmente devido ao efeito tampão para o carbono em carbonatos.

Segundo Kah (2000), a interação de fluidos isotopicamente mais leves, como fluidos meteóricos, água doce ou fluidos mais quentes ($> T^{\circ}\text{C}$), quando comparados a aqueles marinhos, podem acarretar a diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, e consequentemente em um aumento nos teores de Mn e Fe na estrutura dos carbonatos. Entretanto, a interação com fluidos isotopicamente mais pesados, como salmouras evaporíticas e fluidos mais frios ($< T^{\circ}\text{C}$), acabam aumentando os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$.

Nos diagramas $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr (Figura 34C) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr (Figura 34D), a direção da seta azul indica tendências diagenéticas causadas por salmouras evaporíticas para o Intervalo I, devido ao incremento de Mn e Fe associado a valores mais pesados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. No Intervalo II não há uma tendência clara, podendo apresentar alterações por fluidos meteóricos devido aos valores mais leves de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ou ausência de alterações pós-deposicionais, por apresentar baixos teores de Fe e Mn (indicados pela direção da seta vermelha). Entretanto, a evidência de cimentos isópacos do tipo dente-de-cão na fácies *grainstone* oolítico (Figura 31) sustentam a idéia de que as assinaturas isotópicas de oxigênio do Intervalo II podem ter sido alteradas por fluidos meteóricos.

As análises obtidas em MEV/EDS reforçam a interpretação proposta para o Intervalo I, no qual mostram a ocorrência de sulfatos de cálcio (anidrita e gipsita) e estrôncio (celestita) no topo deste intervalo, compatíveis com a atuação de salmouras evaporíticas. No mapeamento EDS composicional, observa-se picos nas concentrações de Mn, Fe, Ca e S nos minerais de anidrita e gipsita, enquanto nos minerais de celestita, ocorrem majoritariamente Ca, Ba, Sr e S (Figura 35 e 36).

Figura 34 - A e B) Diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr, o Intervalo I sugere influência de um fluido diagenético mais redutor, devido ao aumento das razões de Fe/Sr e Mn/Sr. Já o Intervalo II, sugere maior preservação do sinal isotópico C, devido aos valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e baixas razões de Fe/Sr e Mn/Sr. C e D) Os diagramas $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Fe/Sr e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs Mn/Sr mostram as tendências diagenéticas segundo Kah (2000). A seta azul indica tendência diagenética oriundas de salmouras evaporíticas ou fluidos de temperaturas mais baixas, já a seta vermelha indica tendência diagenética causada por fluidos meteóricos ou fluidos de temperaturas mais altas.

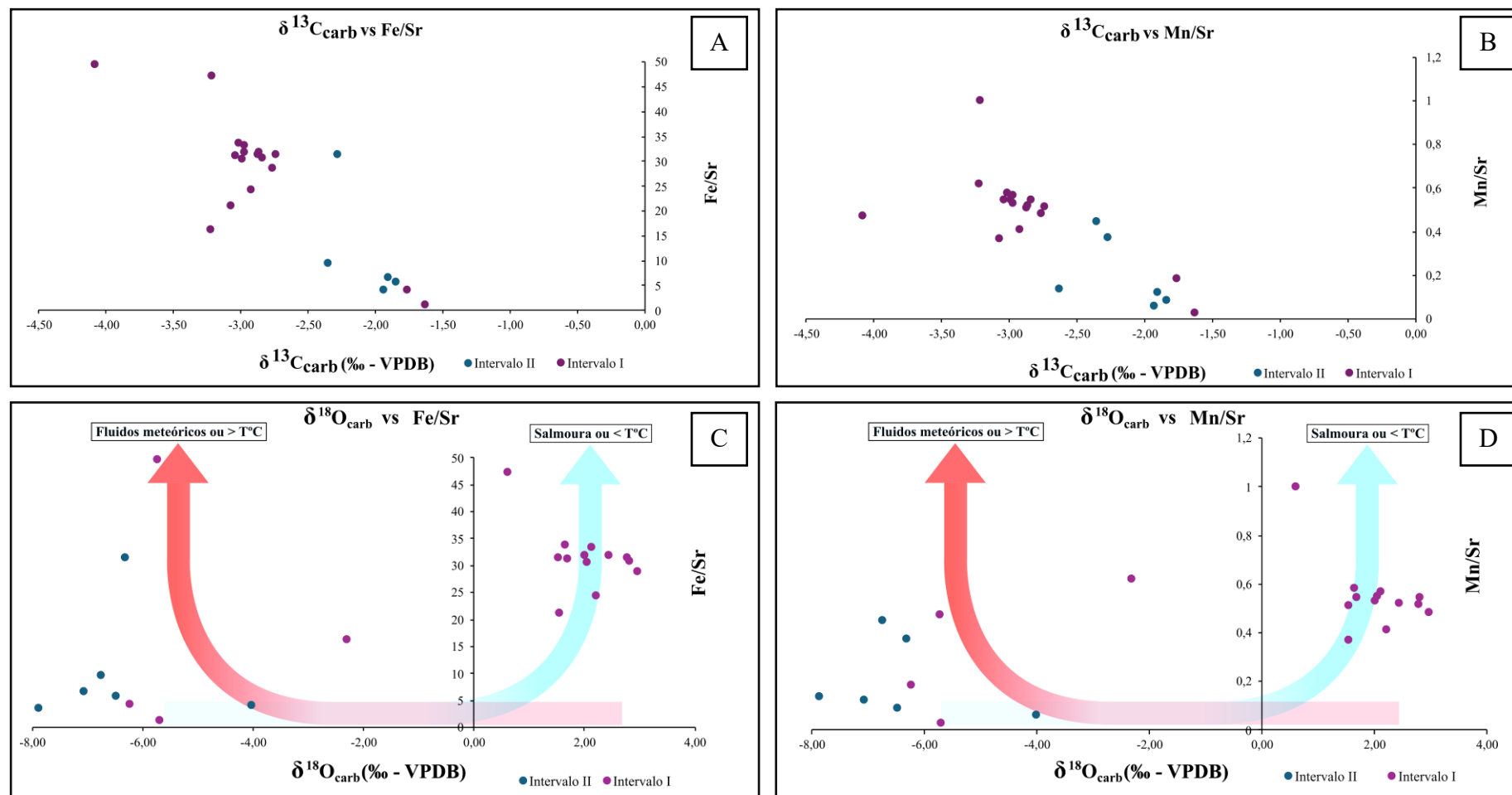


Figura 35 - Análises pontuais de amostra de calha, profundidade de 4398 m. Na análise pontual (10) ocorrem picos Sr, S e Ca em mineral de celestita. A análise pontual (14) apresenta maiores concentrações de Ca e Mg em meio a matriz. A análise pontual (22) mostra picos de S e Ca em minerais de anidrita e gipsita (sulfatos de cálcio).

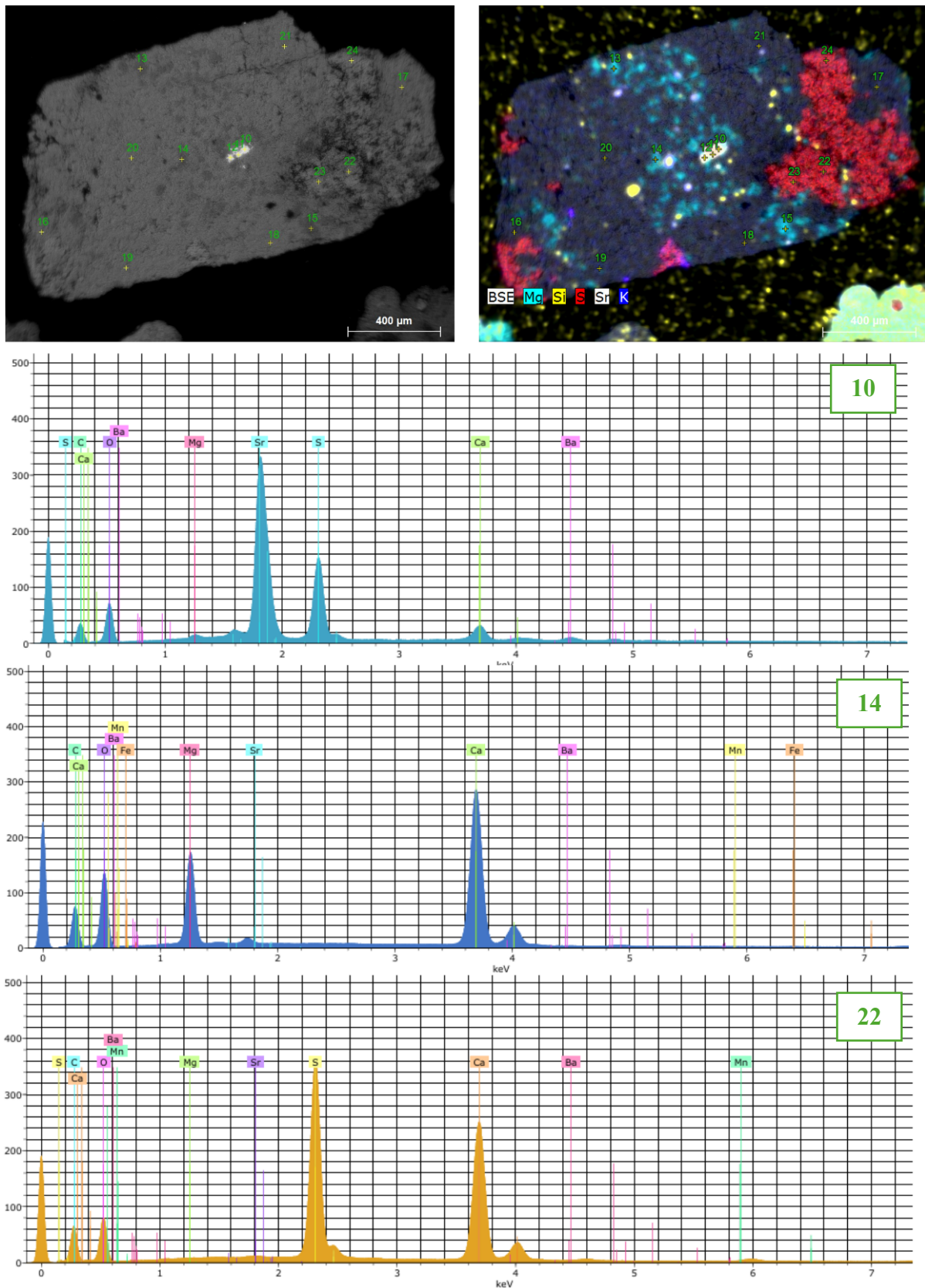
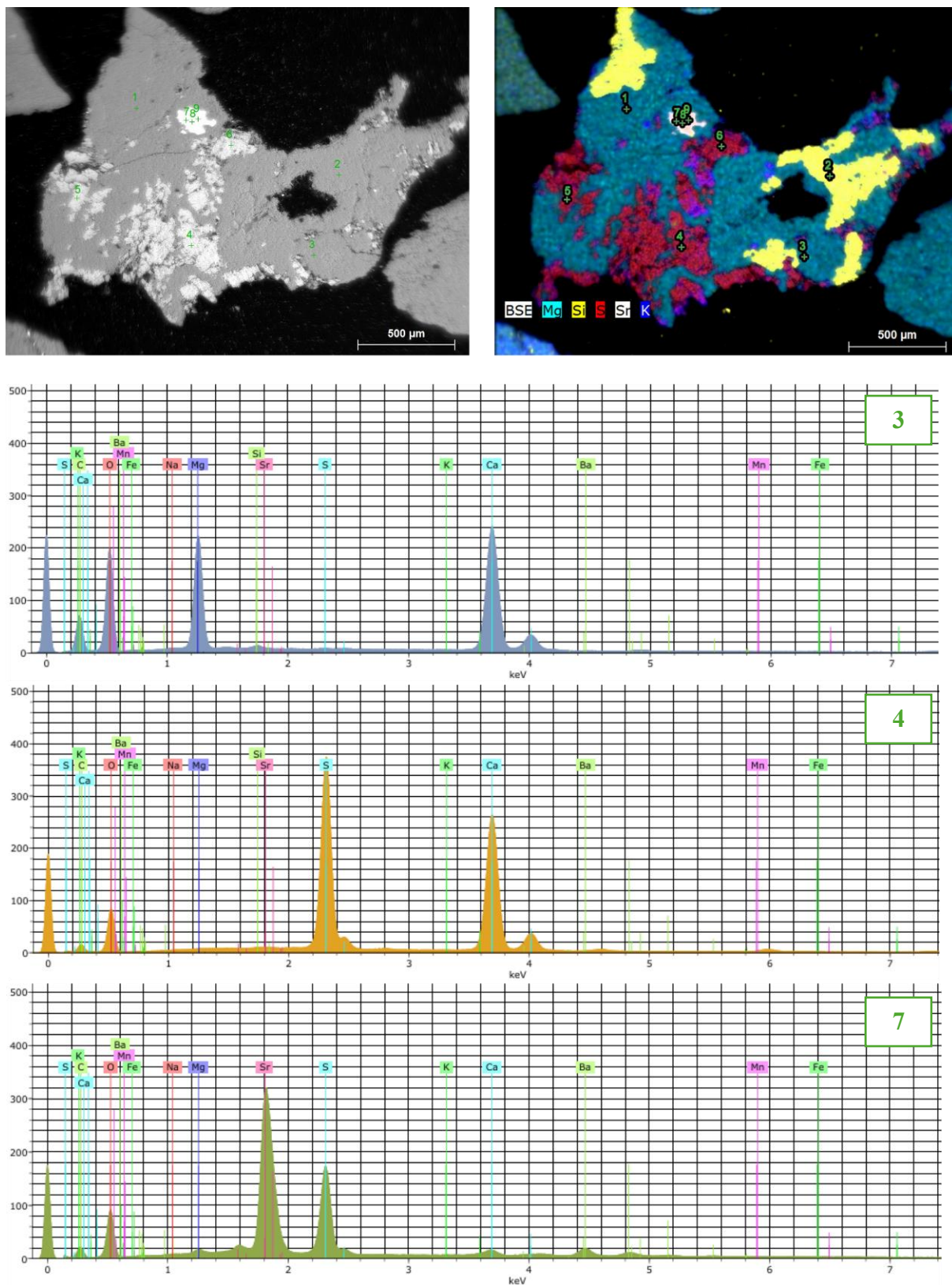
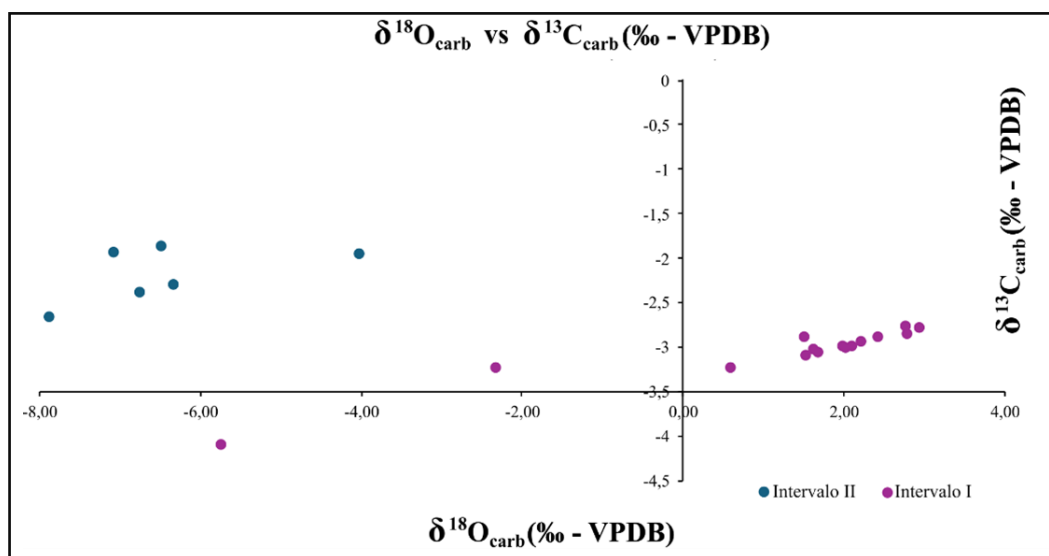


Figura 36 - Análises pontuais de amostra de calha, profundidade de 4398 m. A análise pontual (3) apresenta picos de Fe, Mg e Ca, em meio a matriz. A análise pontual (4) mostra picos de S e Ca em minerais de anidrita e gipsita (sulfatos de cálcio). Na análise pontual (7) ocorrem picos Sr, S, Ca e Ba em mineral de celestita.



No diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Figura 37), ao excluir duas amostras da porção superior do Intervalo I (a fim de avaliar a tendência do agrupamento principal de amostras), o mesmo apresenta uma correlação forte positiva ($R^2 = 0,89$), sugerindo alteração dos valores isotópicos primários por fluidos diagenéticos para valores mais negativos, ainda que os valores altos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sugiram forte atuação de salmoura evaporítica. Já no Intervalo II, ocorre uma correlação fraca ($R^2 = 0,29$), indicando uma melhor preservação da assinatura isotópica primária para este intervalo, ao menos para as assinaturas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Em suma, essa avaliação sugere que o Intervalo I tenha os valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, possivelmente associados a uma diagênese meteórica inicial, sendo mais evidentes nos perfis mais localizados na base da seção Salto Magessi, que conforme segue ao topo, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ junto as tendências de Fe/Sr e Mn/Sr sugerem a atuação de uma salmoura, que ao associar a informações petrográficas e em MEV/EDS, acabam sustentando a interpretação de alterações pós-deposicionais em ambiente evaporítico. Para o Intervalo II, apesar de evidências petrográficas de cimentação (Figura 31) e substituição por sulfatos (Figura 20D), que denotam ambiente eodiagenético evaporítico as tendências evidenciadas pela perda de Sr associado ao aumento de Fe e Mn podem sugerir alterações pós deposicionais mais tardias, por soterramento profundo, considerando a maior permeabilidade das fácies *grainstone*. Neste contexto, ainda que não se apresente correlação forte entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, a quebra no perfil de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ para valores mais negativos pode representar o reequilíbrio isotópico com fluidos tardios de mais alta temperatura, dada a maior susceptibilidade do oxigênio se alterar comparado aos isótopos de C, considerando o efeito tampão para carbono em seções carbonáticas.

Figura 37 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, o Intervalo I mostra uma correlação forte positiva ($R^2 = 0,89$), sugerindo alteração no sinal primário. Já o Intervalo II apresenta uma correlação fraca ($R^2 = 0,29$), indicando maior preservação da assinatura isotópica primária



Para análise de possíveis alterações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, especialmente em rochas com baixos teores de Carbono Orgânico Total (COT), devem ser investigadas as possibilidades de contaminações no laboratório, bem como eventuais problemas associados à decarbonatação incompleta das mesmas. Para testar estas hipóteses, foram avaliadas as relações entre o parâmetro $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e os parâmetros $\%\text{C}_{\text{org}}$, COT e $\%\text{CaCO}_3$.

Para testar contaminações analíticas em rochas com baixo conteúdo de matéria orgânica, espera-se que, quanto menor os teores de $\%\text{C}_{\text{org}}$ e COT, menor será os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, isto é, uma correlação direta. Isto ocorreria por conta de a matéria orgânica recente tender a ser mais leve que o querogênio preservado no registro sedimentar (e.g., ADER *et al.*, 2009). Já para testar a hipótese de decarbonatação incompleta das amostras e influência residual de C_{carb} sobre os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, espera-se que quanto maior os teores de $\%\text{CaCO}_3$, maiores serão os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, também esperando uma correlação direta entre esses parâmetros. Entretanto, os diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\%\text{C}_{\text{org}}$ (Figura 38), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs COT (Figura 39) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\%\text{CaCO}_3$ (Figura 40) apresentam ausência de correlação (R^2 iguais a 0,01, 0,09 e 0,02, respectivamente). Diante dos diagramas, portanto, não há suporte estatístico que indique contaminação analítica para ambas as hipóteses.

Figura 38 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e % C_{org} , com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,01$).

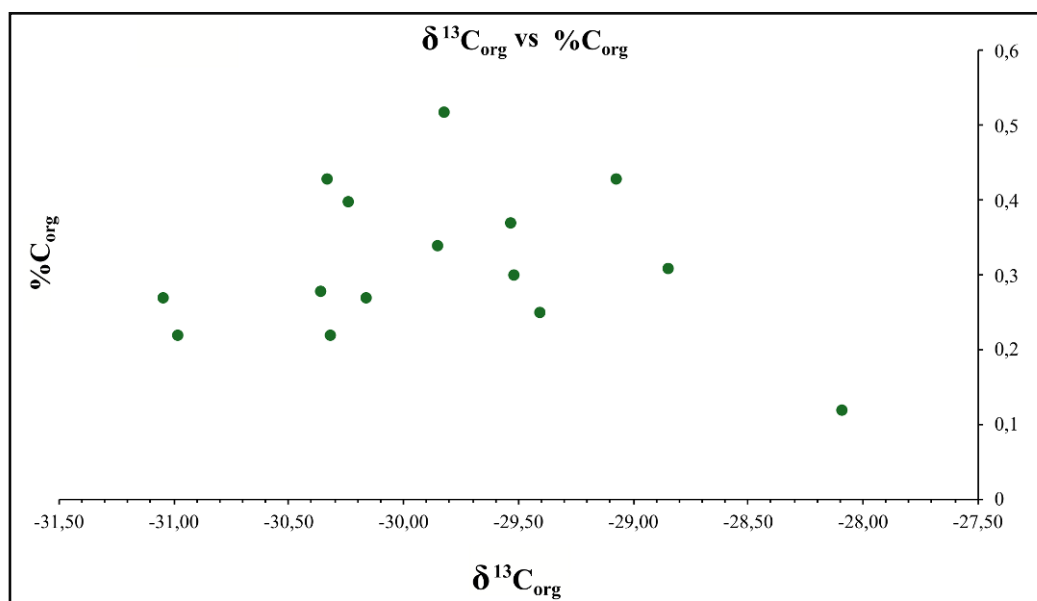


Figura 39 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e COT, com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,09$).

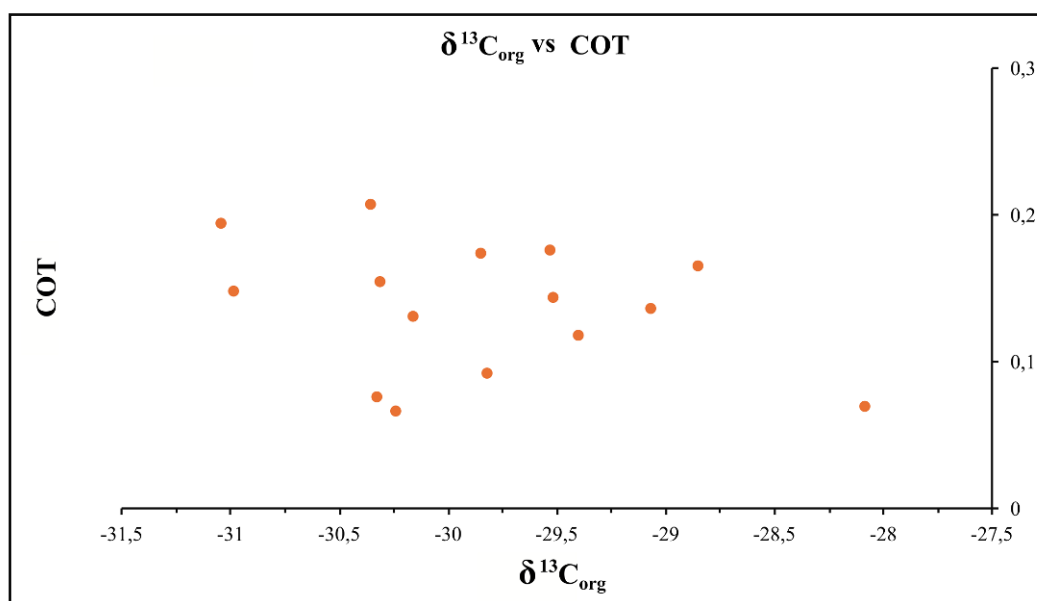
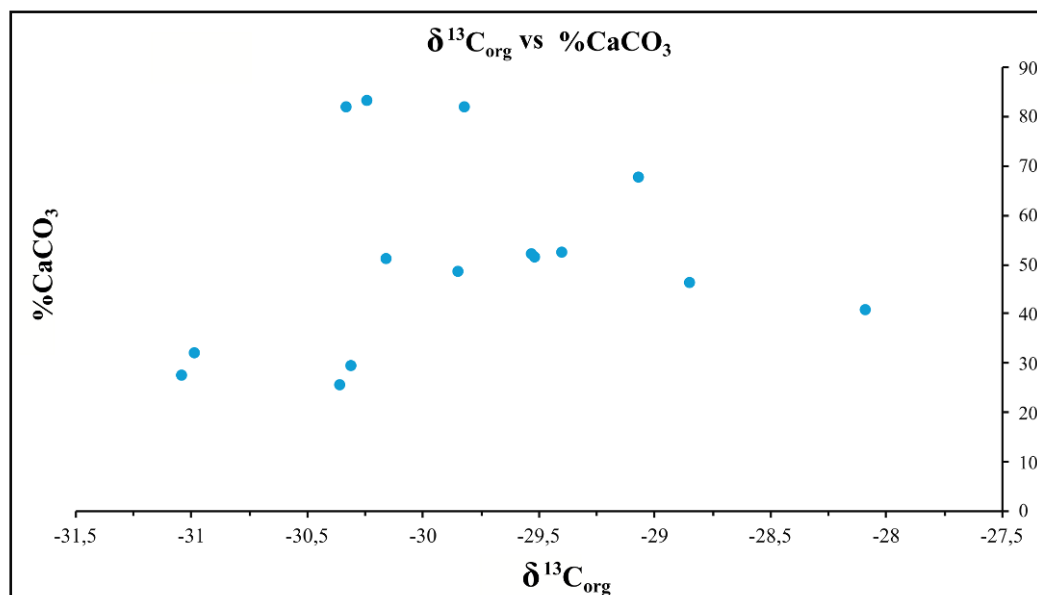


Figura 40 - Diagrama de dispersão entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\%\text{CaCO}_3$, com ausência de correlação entre os parâmetros ($R^2 = 0,02$).



5.2. Interpretação e evolução paleoambiental

Na base da seção (Figura 41) ocorre uma sequência predominantemente siliciclástica relacionada a glaciação Sturtiana, aqui denominada como “Unidade Indefinida” com cerca de 47 m de espessura, no qual pode ser interpretada como um ambiente glaciomarinho. De acordo com Assine & Vesely (2008), a geleira é a principal fonte de sedimentos nos ambientes glaciomarinhos, onde a deposição ocorre a partir de processos que atuam no interior do corpo d’água (água de degelo) variando de acordo com a distância da margem da geleira.

Neste caso, na base desta unidade (Figura 42A) interpreta-se que os folhelhos são depositados a partir da decantação de plumas de sedimentos mais finos em suspensão nas porções mais distais, onde as condições de energia são menores em ambientes glaciomarinhos. Acima destes já na porção mais proximal, são depositados arenitos de granulação grossa possivelmente associados a fluxos subaquosos provenientes de água de degelo com alta energia, devido ao tamanho dos grãos e má seleção destes sedimentos. Em seguida também na porção proximal, os diamictitos maciços com seixos facetados são as principais evidências glaciais desta unidade, indicando deposição direta pelas geleiras e/ou através de fluxos gravitacionais. Portanto, com condições relativamente baixas de acomodação somadas ao avanço do gelo sobre a bacia, o aporte dos sedimentos passa a ser maior promovendo um avanço desses ambientes para dentro da bacia, e consequentemente, uma progradação das fácies (Figura 41).

No intervalo interglacial a temperatura passa a ficar mais elevada, causando o derretimento das geleiras e com isso um aumento relativo do nível do mar. Consequentemente, ocorre a inundação da bacia e a migração dos ambientes deposicionais em direção ao continente, estabelecendo condições favoráveis ao desenvolvimento de fábricas carbonáticas em contexto de maior alcalinidade, como postulam as hipóteses dos eventos pós-*Snowball* (e.g., HOFFMAN et al., 2017). Os carbonatos da unidade Salto Magessi registram o momento de inundação máxima em seu topo, promovendo a deposição de aproximadamente 53 m de rochas carbonáticas acima dos diamictitos da “Unidade Indefinida”, marcando uma retrogradação das fácies relacionado a transgressão pós-glacial (Figura 41). Este empilhamento também é conhecido como “carbonatos de capa” (*cap carbonates*), interpretados como registros diretos de eventos pós-glaciais durante o Neoproterozoico, neste contexto pós-glaciação Sturtiana.

O empilhamento das fácies carbonáticas desta unidade, marcam uma alternância entre ambientes de maior energia e de menor energia. Inicialmente, na porção mais rasa a intermediária da rampa ocorrem fácies de granulometria mais fina descritas como *wackestones* e *mudstones*, depositados em condições de baixa energia, sendo aqui associados a ambientes de inter- a supramaré. De acordo com os dados isotópicos, elementares e petrográficos discutidos nos itens anteriores, este intervalo pode ter sido afetado inicialmente pela circulação de fluidos meteóricos em sua porção mais basal, seguidos de exposições subáreas episódicas e parcialmente restrito em sua porção intermediária contribuindo para a formação de salmouras evaporíticas, dado o balanço hídrico negativo. À medida que o espaço de acomodação aumentava depositaram-se fácies de granulometria mais grossa, representadas por *grainstones* oolíticos e *grainstones* peloidais, formados em águas rasas e constantemente agitadas, associados há ambientes de inframaré e/ou intermaré (Figura 42B) ainda sob condições evaporíticas, considerando a presença de sulfatos neste intervalo.

Após os “carbonatos de capa” Salto Magessi ocorrem cerca de 90 m de rochas siliciclásticas da Formação Bauxi (Figura 41), onde a sua porção basal marca uma tendência inicialmente regressiva, associada a redução da acomodação e aumento do aporte sedimentar. É caracterizada pela deposição de diamictitos e arenitos em condições de maior energia, novamente em ambientes glaciomarinho proximal. Quanto aos BIFs associados a este intervalo, um modelo atual para BIFs neoproterozoicos tipo *Rapitan* interpreta sua formação como resultado da mobilização de Fe^{2+} em bacias glaciomarinhas ferruginosas, parcialmente isoladas e pouco ventiladas durante a glaciação Sturtiana, promovendo redução bacteriana do Fe proveniente de partículas de óxido e hidróxidos de Fe oriundos da erosão glacial continental

(e.g., HOFFMAN & SCHRAG, 2002; BALDWIN *et al.*, 2012; COX *et al.* 2013). Com a retração das geleiras e influência de águas de degelo mais oxidantes, haveria a precipitação de óxidos de Fe em frentes redox onde águas ferruginosas profundas ou subglaciais encontravam águas oxigenadas produzidas por degelo, ventilação local ou fotossíntese em áreas abertas. A distribuição desses depósitos teria sido fortemente controlada pela configuração de margens rifteadas associadas à fragmentação de Rodínia, promovendo restrições fisiográficas e não apenas por uma condição oceânica global uniforme (e.g., BALDWIN *et al.*, 2012) (Figura 42C). Sendo assim, o intervalo delgado de deposição de formações ferríferas na Formação Bauxi foi colocado como inundação máxima neste ciclo (Figura 41).

No intervalo subsequente, observa-se um aumento progressivo do aporte terrígeno, marcado pela deposição de fácies de arenitos feldspáticos até o limite superior da Formação Bauxi. Os arenitos desta unidade possuem predominantemente estrutura maciça e grãos médios a grossos, podendo apresentar laminações plano-paralelas e/ou irregulares em alguns intervalos (Figura 41). Devido ao predomínio de estrutura maciça ao longo da sequência, os sedimentos possivelmente foram depositados a partir de um regime de fluxo superior, com alta taxa de sedimentação ou retrabalhamento dos sedimentos. A presença mais limitada de estruturas laminadas ao longo da sequência indica intervalos com variação no regime de fluxo, no qual podem ser associados a menores energias, tanto pela formação, quanto pela preservação das feições sedimentares. Do ponto de vista deposicional, essas fácies refletem um ambiente glaciomarinho raso a paraglacial, marcado pelo avanço lateral dos sedimentos em direção bacia, denotando um padrão progradacional para estas fácies (Figura 42C). A associação de um evento glacial na Formação Bauxi à glaciação Sturtiana ou Marinoana ainda é incerto por falta de dados geocronológicos.

Acima da Formação Bauxi, ocorrem exclusivamente 90 m de diamictitos característicos da Formação Puga (Figura 41), no qual refletem no Brasil um dos principais representantes do segundo grande evento glacial do Neoproterozoico, a glaciação Marinoana. Os diamictitos deste intervalo estão associados a ambiente glacio-marinhos proximais, onde a deposição dos sedimentos ocorre próximos à frente das geleiras, formados principalmente pela queda de detritos liberados pelas mesmas e/ou fluxos gravitacionais subaquosos. O empilhamento observado na Formação Puga reflete um padrão progradacional das fácies, onde a queda do nível do mar, somado ao avanço das geleiras, acarretam a deposição dos sedimentos em porções cada vez mais distais da bacia, e consequentemente, no soterramento das fácies subjacentes (Figuras 41 e 42C).

Figura 41 - Seção estratigráfica do registro Criogeniano da Bacia dos Parecis.

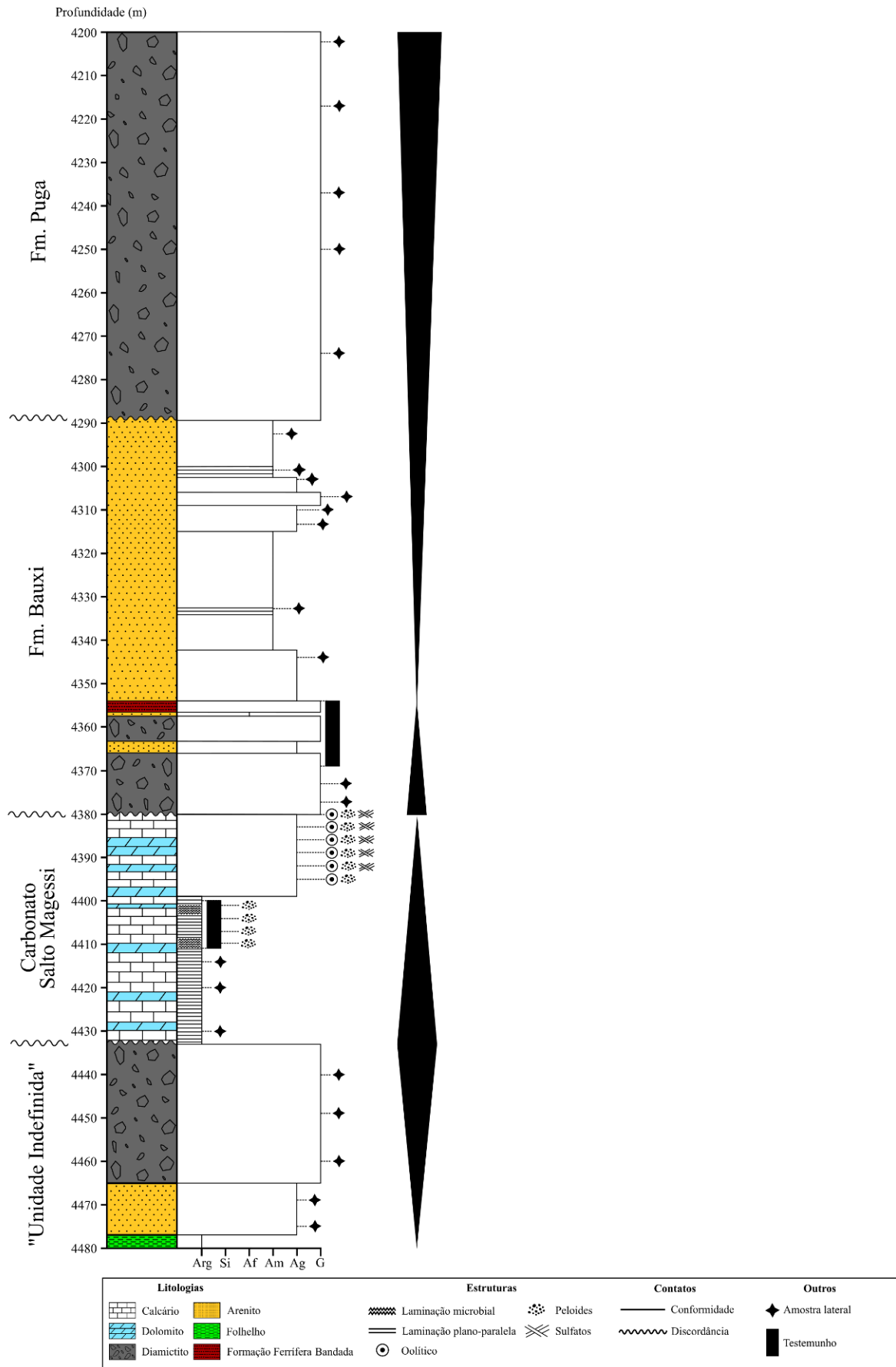
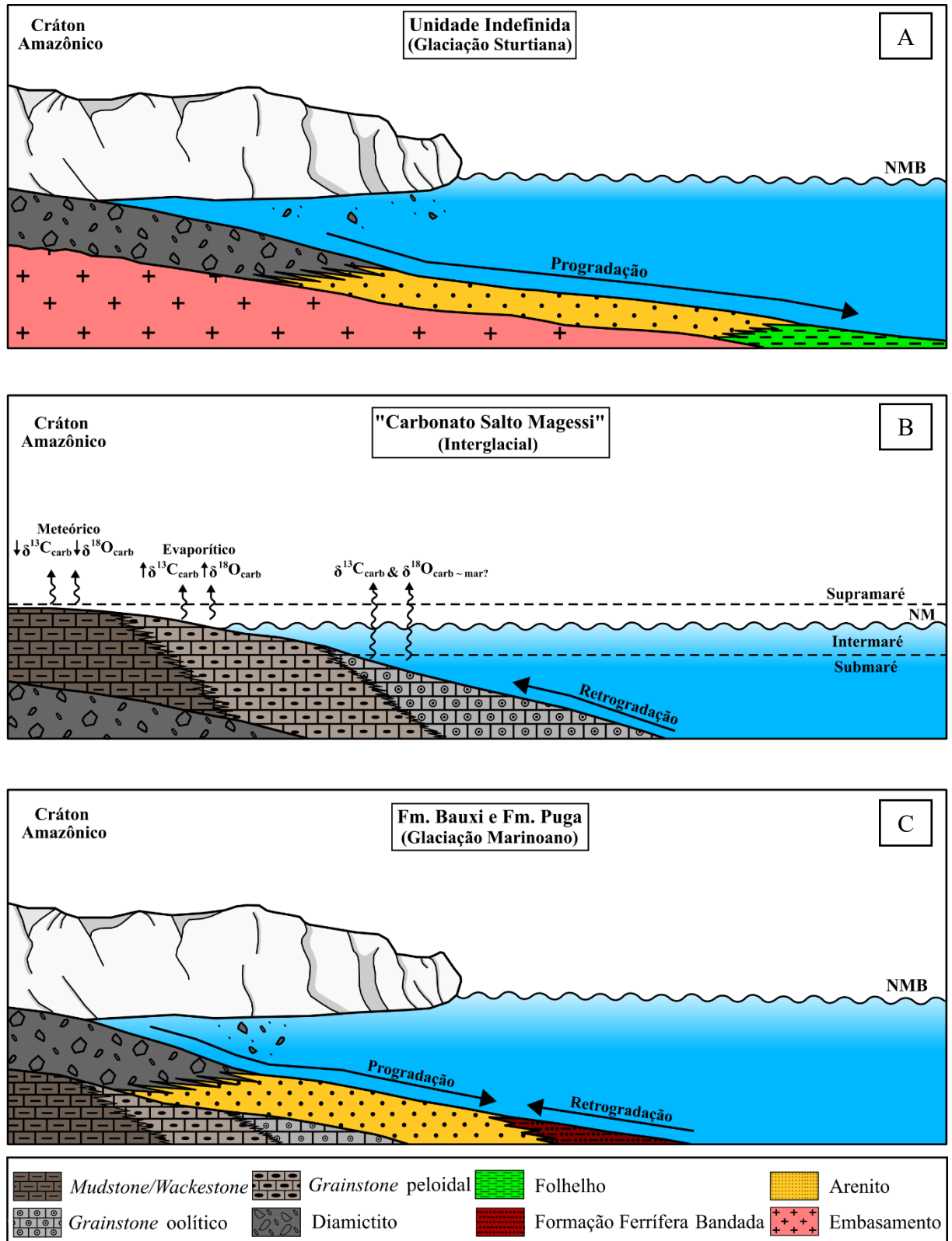


Figura 42 - Evolução sedimentar do registro Criogeniano da Bacia dos Parecis. A) Glaciação Sturtiana, com deposição da sucessão siliciclástica da “Unidade Indefinida”. B) Intervalo pós-glaciação Sturtiana, regressão marinha com a deposição dos carbonatos Salto Magessi. C) Regressão marinha e deposição das Formações Ferríferas Bandadas, seguidos da transgressão marinha e deposição dos arenitos da Formação Bauxi. Acima dos arenitos, ocorrem os diamictitos da Formação Puga, depositados durante a Glaciação Marinoana.



5.3. Químioestratigrafia isotópica do intervalo Criogeniano do poço estratigráfico 2-ANP-0006-MT

Durante o Neoproterozoico, o intervalo Criogeniano (720-635 Ma) ficou marcado por eventos glaciais de escala global, onde a hipótese do *Snowball Earth* (HOFFMAN *et al.*, 1998) descreve a ocorrência de ao menos três grandes glaciações, como a glaciação Sturtiana (~720 Ma), a Marinoana (635 Ma) e a Gaskiers (580 Ma). Neste contexto, os carbonatos associados aos intervalos interglaciais e pós-glaciais, conhecidos como “carbonatos de capa”, apresentam assinaturas isotópicas características, permitindo a correlação dos mesmos tanto em escala regional, quanto global (KNOLL *et al.*, 1986; KAUFMAN & KNOLL, 1995).

As capas carbonáticas ao redor do mundo possuem assinaturas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ típicas, com valores mínimos em torno de -5‰, seguidos por excursões positivas (KAUFMAN & KNOLL, 1995; HOFFMAN *et al.*, 1998; HOFFMAN & SCHRAG, 2002). Diversos mecanismos têm sido propostos para explicar os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos, dentre eles: (i) mistura de águas profundas enriquecidas em ^{12}C após a glaciação (GROTZINGER & KNOLL, 1995); (ii) aumento do CO_2 atmosférico no intervalo pós-glacial, decorrente do intensificado intemperismo continental, promovendo maior entrada de carbono leve no sistema oceânico e, conseqüentemente, reduzindo os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do CID (HOFFMAN *et al.*, 1998); (iii) liberação de metano na atmosfera a partir da desestabilização de hidratos durante a deglaciação (KENNEDY *et al.*, 2008); (iv) oxidação de reservatórios de COD, acumulados durante condições oceânicas estratificadas poderia contribuir para a incorporação de carbono empobrecido em ^{13}C nos carbonatos precipitados (LANG *et al.*, 2016).

Na unidade Salto Magessi, os “carbonatos de capa” representam o intervalo glacial pós-Sturtiano, onde foram depositados logo após os diamictitos da “Unidade Indefinida” (LAMOSO *et al.*, 2023). Nos Intervalos I e II, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam entre -4,1 e -1,6‰, caracterizando uma assinatura predominantemente negativa, típica dos carbonatos associados a contextos pós-glaciais do Neoproterozoico. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ para ambos os Intervalos mostram menor variação relativa, com valores entre -30 e -29‰, indicando um comportamento mais estável do reservatório orgânico.

No diagrama da Figura 43, a relação entre os parâmetros $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é marcada por uma correlação forte inversa para os Intervalos I e II (R^2 iguais a 0,67 e 1, respectivamente). Considerando a presença de apenas duas amostras no intervalo II, as estatísticas não são significativas e, portanto, para as relações entre os reservatórios orgânico e inorgânicos, as

discussões focarão no intervalo I. Esta correlação inversa forte sugere que os reservatórios (orgânico e inorgânico) não estão acoplados, porém não aleatoriamente, quanto maior os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, menor os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Isso pode explicado pela alteração diagenética dos carbonatos para a maior parte do intervalo, conforme discutidos no item 5.1.

O diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\Delta^{13}\text{C}$ (Figura 44) mostra uma correlação direta entre os parâmetros tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II (R^2 iguais a 0,90 e 1, respectivamente), ou seja, quanto menor os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ menor serão os valores de $\Delta^{13}\text{C}$, no qual podem ser evidenciados nos perfis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\Delta^{13}\text{C}$ (Figura 32). Já no diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\Delta^{13}\text{C}$ (Figura 45), os parâmetros possuem uma relação forte inversa para ambos os Intervalos (R^2 igual a 0,91 para o Intervalo I e 1 para o Intervalo II) e ao analisar os perfis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}$ (Figura 32), observa-se que quanto menor o valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ maior serão os valores de $\Delta^{13}\text{C}$, o que em síntese representa o comportamento antitético entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

Sendo assim os três diagramas mostram que tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II, os reservatórios orgânico e inorgânico não estão acoplados, i.e., as assinaturas isotópicas de carbono registradas nos carbonatos e na matéria orgânica não refletem o mesmo reservatório de Carbono Inorgânico Dissolvido (CID). Considerando que o parâmetro $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ está sendo controlado por processos pós-deposicionais, considera-se que o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ reflete de forma mais próxima a variação natural do ambiente deposicional. Isso implicaria que, diferente das hipóteses clássicas tidas para os carbonatos de capa, o ciclo de carbono marinho deposicional registrado na seção estudada pode não ter sofrido grandes alterações neste contexto pós-glacial, enquanto o comportamento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ varia coincidentemente com tendências diagenéticas elementares nestes carbonatos. Ainda assim, o comportamento antitético observado entre os perfis isotópicos representativos de ambos os reservatórios de carbono é tipicamente encontrado em capas carbonáticas (e.g., SANSJOFRE *et al.*, 2011; CAETANO-FILHO *et al.*, 2021).

Figura 43 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, com correlação forte inversa para os Intervalos I e II (R^2 iguais a 0,67 e 1, respectivamente).

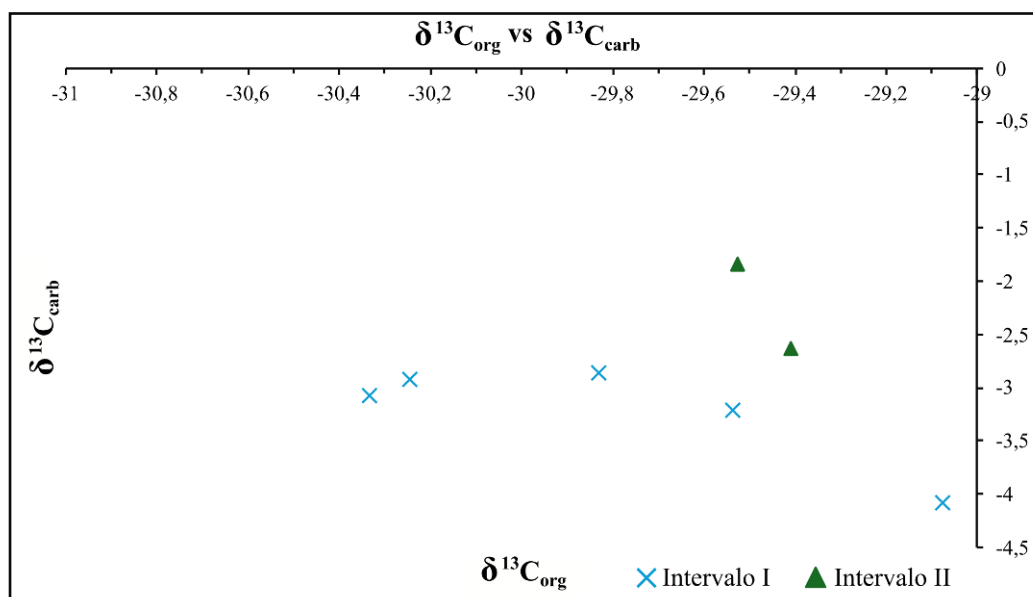


Figura 44 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\Delta^{13}\text{C}$, com correlação forte inversa entre os parâmetros, tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II (R^2 iguais a 0,90 e 1, respectivamente).

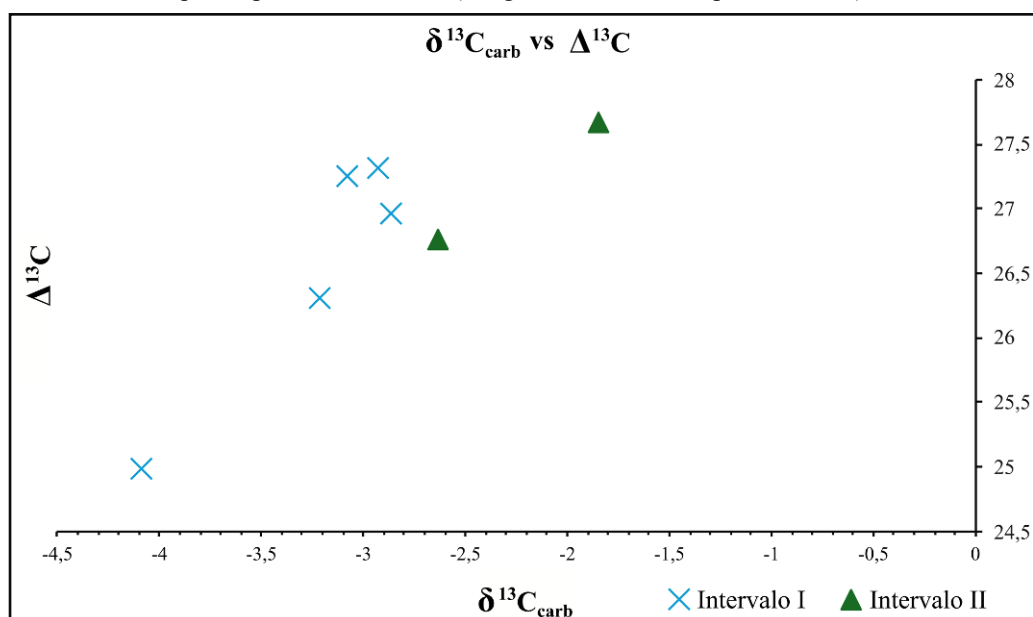
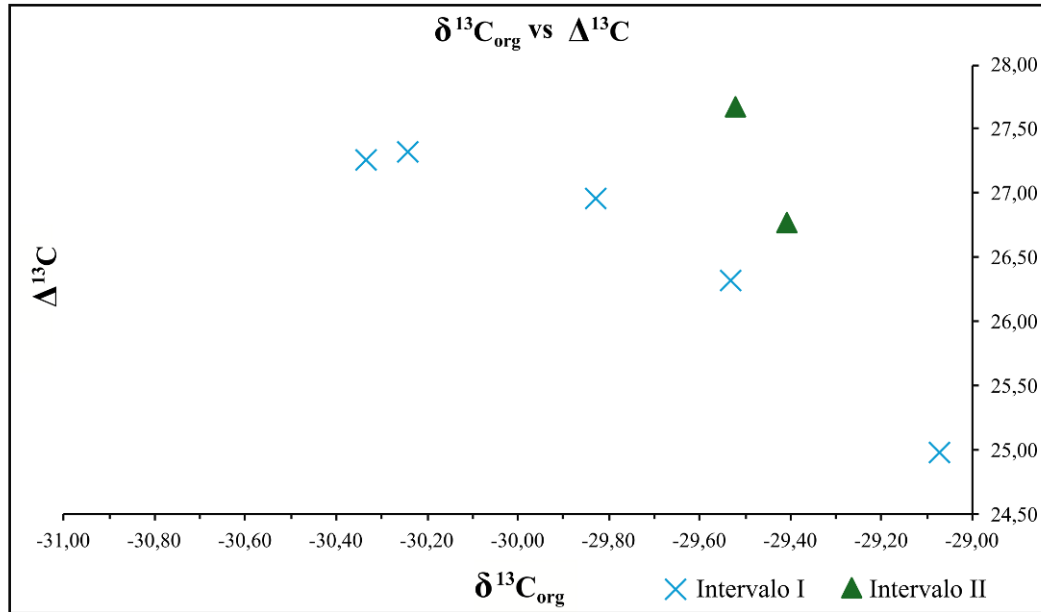


Figura 45 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}$, os parâmetros possuem uma correlação forte inversa para ambos os Intervalos (R^2 igual a 0,91 para o Intervalo I e 1 para o Intervalo II).



Ao analisar as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e compará-las com a curva isotópica global da água do mar durante o Neoproterozoico, Lamoso *et al.* (2023) obteve baixas razões para os carbonatos Salto Magessi ($\sim 0,7066$), seguido por um aumento dos valores no perfil, o que configura outra tendência isotópica compatível com os carbonatos depositados pós-glaciação Sturtiana. As razões obtidas entre os parâmetros ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\Delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e o comportamento dos mesmos ao longo do perfil, conjunto a identificação de fácies glaciogênicas anterior a deposição dos carbonatos Salto Magessi, colaboram de maneira significativa com as tendências isotópicas e o empilhamento estratigráfico observado nas capas carbonáticas ao redor do planeta.

Ao comparar em uma escala global, os carbonatos de capa do Supergrupo Katanga (Formação Dolomie Tigrée, África Central) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5 e -2‰, seguidos uma recuperação progressiva para valores positivos ao longo da seção (DELPOMDOR *et al.*, 2020). Na Namíbia, os carbonatos da Formação Rasthof (Grupo Otavi), diretamente sobrepostos aos diamictitos da Formação Chuos, apresentam uma excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ em sua base (em torno de -4,3 e -5‰), seguido por valores mais positivos em direção ao topo da seção. Além disso, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ possui o mesmo comportamento, com valores próximos a $\sim 0,7069$ na base, e valores cada vez maiores em direção ao topo (HALVERSON *et al.*, 2005).

No Canadá, sucessões do Grupo Windermere (incluindo as unidades correlatas ao Grupo Rapitan) demonstram um comportamento isotópico semelhante. Nesses registros, os valores de

$\delta^{13}\text{C}$ também apresentam uma excursão negativa na base (em média de -5‰), seguido pelo aumento progressivo ao longo do empilhamento, enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ possuem valores entre ~0,7064 e 0,7067 nos carbonatos (HALVERSON *et al.*, 2007). Já em sequências carbonáticas observadas no Sul da Austrália (Adelaide Rift Complex), o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ também apresenta valores negativos em sua base (entre -5 e -3‰), seguidos por um aumento ao longo da seção, enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ possuem valores próximos de ~0,7068 e 0,7072 (HALVERSON *et al.*, 2005).

Portanto, os dados quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos por este trabalho corroboram as inferências feitas por Lamoso *et al.* (2023), a qual associou o intervalo Salto Magessi às capas carbonáticas pós-Sturtianas por meio dos isótopos de C e Sr em carbonatos. Apesar de pouco variável, o comportamento antitético do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em relação ao $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, junto a tendências de alterações diagenéticas de carbonatos neste intervalo, é tipicamente encontrado em outras capas carbonáticas no globo. De forma inédita, o detalhamento das fácies glaciais da Formação Bauxi, depositadas após o intervalo de capa carbonática pós-Sturtiana e discordantemente sob os depósitos glaciais tipicamente marinoanos da Formação Puga, deixa questionamentos sobre o posicionamento deste evento glacial entre as glaciações Sturtiana e Marinoana.

6. CONCLUSÕES

A caracterização petrográfica, microfaciológica e geoquímica do intervalo entre 4480 e 4200 m do poço 2-ANP-0006-MT investigado neste estudo, somado aos dados obtidos anteriormente por Lamoso *et al.* (2023), permitiu o refinamento do arcabouço estratigráfico da porção centro-sul da Bacia dos Parecis. A partir da integração dos dados obtidos, foi possível individualizar quatro unidades principais no intervalo estudado: a “Unidade Indefinida”, o Carbonato Salto Magessi, a Formação Bauxi e a Formação Puga.

Na base da seção, aqui denominada como “Unidade Indefinida”, é caracterizada por diamictitos e rochas siliciclásticas finas interpretadas como o registro glaciogênico basal, relacionados a deglaciação Sturtiana. Sobrepostos aos depósitos glaciogênicos, os carbonatos de capa associados ao intervalo pós-Sturtiano da unidade Carbonato Salto Magessi, apresentam variações texturais compatíveis com mudanças nas condições de energia do ambiente deposicional, passando de fácies mais finas e laminadas com *mudstones* e *packstones*, para fácies mais grossas com *grainstones* oolíticos e *grainstones* peloidais. Acima dos carbonatos, foram depositados arenitos finos a grossos, arenitos feldspáticos, *wackes* feldspáticos e

formações ferríferas referentes à Formação Bauxi, seguidos pelos diamictitos da Formação Puga, associados a glaciação Marinoana, no qual marcam a retomada da sedimentação glaciogênica no topo do intervalo.

Os dados de geoquímica elementar permitiram avaliar a influência dos processos pós-deposicionais sobre os carbonatos Salto Magessi, onde as razões Sr/Ca, Mg/Ca, Fe/Sr e Mn/Sr, somada aos dados obtidos por petrografia, catodoluminescência e MEV/EDS, indicam que o Carbonato Salto Magessi foi afetado por processos pós-deposicionais, como dolomitização, cimentação, precipitação de sulfatos e interação com fluidos diagenéticos. Os mapas composicionais e análises pontuais evidenciam concentrações de Mg associadas à processos de dolomitização, além de enriquecimentos locais em Sr, S, Fe, Mn e Ba, relacionados à presença de minerais como anidrita, gipsita, celestita e pirita. Através da associação de fácies e dados geoquímicos, o Carbonato Salto Magessi foi subdividido em dois intervalos principais, o Intervalo I com predomínio de fácies mais finas e o Intervalo II com fácies mais grossas.

No Intervalo I, as razões Fe/Sr e Mn/Sr mais elevadas associadas a valores positivos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, indicam interação com fluidos diagenéticos mais salinos, possivelmente relacionados a salmouras evaporíticas. Essa interpretação é reforçada pelas análises de MEV/EDS, que registram a presença de anidrita, gipsita e celestita, minerais compatíveis com a circulação de fluidos evaporíticos durante a diagênese. Além disso, o Intervalo I apresenta forte correlação positiva entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($R^2 = 0,89$), o que sugere que parte da assinatura isotópica primária foi modificada por processos diagenéticos. Já o Intervalo II, por possuir fácies de maior porosidade e evidências de cimentos isópacos, sugere a circulação de fluidos meteóricos isotopicamente leves, que por sua vez, apresenta valores negativos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e menores razões Fe/Sr e Mn/Sr, além de menor correlação entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($R^2 = 0,29$), o que indica melhor preservação da assinatura isotópica de carbono.

A integração entre os parâmetros de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}$, mostram que tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II, os reservatórios orgânico e inorgânico não estão acoplados, isso pode ser explicado pela alteração no sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ a partir de processos pós-deposicionais, enquanto o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ reflete de forma mais próxima a variação natural do ambiente deposicional, portanto as assinaturas isotópicas de carbono registradas nos carbonatos e na matéria orgânica não refletem o mesmo reservatório de Carbono Inorgânico Dissolvido (CID). O comportamento antitético do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em relação ao $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ainda que

apresente pouca variação, junto a tendências de alterações diagenéticas de carbonatos neste intervalo, é tipicamente encontrado em outras capas carbonáticas ao redor do planeta.

Assim, apesar da influência diagenética reconhecida no Carbonato Salto Magessi, tanto para o Intervalo I, quanto para o Intervalo II, os dados isotópicos integrados indicam que a unidade ainda preserva informações relevantes sobre a dinâmica do ciclo do carbono durante o Criogeniano. Em conjunto, os resultados aqui obtidos reforçam a interpretação do Carbonato Salto Magessi como uma sucessão carbonática pós-Sturtiana na Bacia dos Parecis, conforme proposto por Lamoso *et al.* (2023), e demonstram um grande potencial para correlações quimioestratigráficas regionais e globais. Além disso, a identificação de intervalos com melhor preservação do sinal isotópico primário fornece uma base para estudos futuros voltados à reconstrução paleoambiental e à avaliação do papel dessas unidades no sistema sedimentar e petrolífero da bacia.

REFERÊNCIAS

- ADER, M. *et al.* A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 288, n. 1–2, p. 213–227, 2009.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). **Boletim 226**. DNPM, 1965.
- ALVARENGA, C. J. S. *et al.* Carbon and strontium isotope fluctuations and correlation of Neoproterozoic carbonate sequences from the Paraguay Belt (Brazil). **Precambrian Research**, v. 137, p. 67-92, 2004.
- ALVARENGA, C. J. S. et al. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 13, n. 4, p. 469-479, 2008.
- ALVARENGA, C. J. S.; SAES, G. S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 4, p. 493-499, 1992.
- ANP - AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS. Acesso aos dados de poço e de sísmica. Rio de Janeiro, 2021a. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/ptbr/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/acervo-de-dados>. Acesso em: 01 nov 2025.
- ANP - AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS. Bacia dos Parecis - Sumário Geológico. Superintendência de Avaliação Geológica e Econômica – Outubro de 2022. Rio de Janeiro, 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/oferta-permanente/opc/arquivos/sg/parecis.pdf>. Acesso em: 01 nov 2025.
- ANP - AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS. Plano Plurianual de Geologia e Geofísica. Rio de Janeiro, 2021b. Disponível em: https://www.gov.br/anp/ptbr/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/estudos-geologicos-e-geofisicos/copy_of_apresentacao. Acesso em: 01 nov 2025.
- ASSINE, M. L.; VESELY, F. F. **Ambientes glaciais**. In: Pedreira da Silva, A. J.; Aragão, A. N. F.; Magalhães, A. J. C. (eds.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p. 24-51. 2008.
- BABINSKI, M. **Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil Central**. Tese (Livre-Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

BABINSKI, M.; FIGUEIREDO, M. F.; FANNING, M. U-Pb SHRIMP geochronological constraints on Puga and Serra Azul glacial diamictites, northern Paraguay belt. In: **VII South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI)**, Brasília, 2010.

BAHIA, R. B. C.; MARTINS-NETO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.; PEDREIRA, A. J. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 37, n. 4, p. 639-649, dez. 2007.

BAHIA, R. B. C.; PEDREIRA, A. J.; *et al.* Geologia e recursos minerais da Bacia dos Parecis. Brasília: CPRM, 2006.

BALDWIN, G. J.; TURNER, E. C.; KAMBER, B. S. A new depositional model for glaciogenic Neoproterozoic iron formation: insights from the chemostratigraphy and basin configuration of the Rapitan iron formation. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 49, n. 2, p. 455-476, 2012.

BANDEIRA, J., MCGEE, B., NOGUEIRA, A. C., COLLINS, A. S., & TRINDADE, R. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay Belt, Brazil. **Gondwana Research**, 21(2-3), p. 323-340, 2012.

BANNER, J. L.; HANSON, G. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, p. 3123-3137, 1990.

BRAND, U.; VEIZER, J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: trace elements. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, n. 4, p. 1219-1236, 1980.

CAETANO-FILHO, S. *et al.* A large epeiric methanogenic Bambuí sea in the core of Gondwana supercontinent? **Geoscience Frontiers**, v. 12, n. 1, p. 203-218, 2021.

CRAIG, H. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 12, n. 1-2, p. 133-149, 1957.

COX, G. M. *et al.* Neoproterozoic iron formation: an evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 362, p. 232-249, 2013.

DELPOMDOR, F. *et al.* Sedimentary evolution and chemostratigraphy of the post-Sturtian cap carbonate-like Dolomie Tigrée Formation (Katanga Supergroup) in the Democratic Republic of the Congo. **Journal of African Earth Sciences**, v. 162, 2020.

DERRY, L. A. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. **Earth and Planetary Science Letters**, 294: p. 152-162, 2010.

DOTT JR., R. H. Wacke, graywacke and matrix: what approach to immature sandstone classification? **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, n. 3, p. 625-632, 1964.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121, 1962.

EPSTEIN, S.; BUCHSBAUM, R.; LOWENSTAM, H.A.; UREY, H.C. Carbonate-water isotope temperature scale. **Geological Society American Bulletin**, v. 62 p. 417-425, 1951.

FIGUEIREDO, A. J. A. *et al.* Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Folha Tangará da Serra SD.21-YB. Goiânia: DNPM/CPRM, v.1. 1974.

FIGUEIREDO, M. F.; BABINSKI, M.; ALVARENGA, C. J. S.; PINHO, F. E. C. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. **Geologia USP – Série Científica**, v. 8, n. 2, p. 65-75, 2008.

FIGUEIREDO, M. F.; BABINSKI, M. The Cryogenian and Ediacaran records from the Amazon Palaeocontinent. In: **STRATI 2013**. Springer Geology, p. 723-729, 2014.

FIGUEIREDO, M. F. **Químioestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso**. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

FIGUEIREDO, M. F. **Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr), geocronologia (Pb–Pb) e proveniência (Sm–Nd) das rochas sedimentares da Faixa Paraguai**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application**. 2. ed. Berlin: Springer, 2004.

FÖLLING P. G.; FRIMMEL H. E. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. **Basin Research**, v. 14, p. 69-88, 2002.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. 2. ed. Austin: Hemphill Publishing Company. 182 p., 1974.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 43, p. 1-38, 1959.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W. E. (ed.). **Classification of carbonate rocks: a symposium**. Memoir 1. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 62-84, 1962.

FONTES, S. L. *et al.* Deep structure of Parecis Basin, Brazil, from 3D magnetotelluric imaging. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, 102381, 2019.

FREITAS, B. T. *et al.* Cryogenian glaciostatic and eustatic fluctuations and massive Marinoan-related deposition of Fe and Mn in the Urucum District, Brazil. **Geology**, Boulder, v. 49, 2021.

GRABAU, A. W. On the classification of sedimentary rocks. **American Geologist**, v. 33, p. 228-247, 1904.

GROTZINGER, J. P. S.; KNOLL, A. H. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? **Palaios**, v. 10, p. 578-596, 1995.

HABERMANN, D.; NEUSER, R. D.; RICHTER, D. K. Quantitative high-resolution analysis of Mn²⁺ in sedimentary calcite. In PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, P.; OHNENSTETTER, D. **Cathodoluminescence in Geosciences**. Springer-Verlag, Berlin, p. 331-358, 2000.

HAESER, B. S.; ZALÁN, P. V.; FERREIRA, M. A.; PETERSOHN, E. Revisão litoestratigráfica da Bacia dos Parecis e implicações para a exploração de petróleo. In: **Rio Oil & Gas Expo and Conference 2014**. 10 p., 2014.

HALVERSON, G. P.; HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P.; MALOOF, A. C.; RICE, A. H. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. **Geological Society of America Bulletin** v. 117, p. 1181-1207, 2005.

HALVERSON, G. P.; DUDÁS, F. O.; MALOOF, A. C.; BOWRING, S.A. Evolution of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of Neoproterozoic seawater. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 256 (3-4), p. 103-129, 2007.

HALVERSON, G. P.; WADE, B. P.; HURTGEN, M. T.; BAROVICH, K. M. Neoproterozoic chemostratigraphy. **Precambrian Research** v. 182, p. 337-350, 2010.

HAYES, J. M.; STRAUSS, H.; KAUFMAN, A. J. The abundance of ¹³C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during past 800 Ma. **Chemical Geology**, v. 161, p. 103-125, 1999.

HIGGINS, J. A. *et al.* Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 220, 512–534. 2018.

HOFFMAN, P. F. *et al.* Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. **Science Advances**, Washington, DC, v. 3, e1600983, 2017.

HOFFMAN, P. F.; KAUFMAN, A. J.; HALVERSON, G. P.; SCHRAG, D. P. A Neoproterozoic Snowball Earth. **Science**, v. 281, p. 1342-1346, 1998.

HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. **Terra Nova**, v. 14, p. 129-155, 2002.

JACOBSEN, S. & KAUFMAN, A. The Sr, C and O isotopic evolution of the Neoproterozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 161, p. 37-57, 1999.

KAH, L. C. Depositional d¹⁸O signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: Grotzinger, J.P. & James, N.P. (eds.), 2000. Carbonate

sedimentation and diagenesis in the involving Precambrian World. **Society for Sedimentary Geology**, Special Publication 67, 2000.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H.; NARBONNE, G. M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 94, n. 13, p. 6600-6605, 1997.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Research**, v. 73, p. 27-49, 1995.

KENNEDY, M.; MROFKA, D.; VON DER BORCH, C. Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate. **Nature**, 453: 642–645, 2008.

KIRSCHVINK, J. L. Late Proterozoic low latitude glaciations: the snowball Earth. In: Schopf J.W. e Klein C, (eds.) **The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51-52, 1992.

KNOLL, A. H.; HAYES, J. M.; KAUFMAN, A. J.; SWETT, K.; LAMBERT, I. B. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. **Nature**, 231, p. 832-837, 1986.

KNOLL, A. H.; WALTER, M. R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. **Nature** v. 356, p. 673-678, 1992.

KUMP, L. R.; ARTHUR, M. A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. **Chemical Geology**, v. 161, p. 181-198, 1999.

LAMOSO, I. S. M.; BABINSKI, M.; CAETANO-FILHO, S.; PAULA-SANTOS, G. M.; HOLLANDA, M. H. B. M. A record of the *Snowball Earth* events? The Parecis Basin may encompass three major Neoproterozoic glaciations on the Amazonian Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 127, 104411, 2023.

LAMOSO, I. S. M. **Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de carbonatos neoproterozoicos da Bacia dos Parecis, Cráton Amazônico**. Dissertação (Mestrado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2023.

LANG, X.; SHEN, B.; PENG, Y.; HUANG, K.; LV, J.; MA, H. Ocean oxidation during the deposition of basal Ediacaran Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Platform, South China. **Precambrian Research**, v. 281, p. 253-268, 2016.

LOUREIRO, E. M. L., *et al.* Tectonic Framework of Parecis Basin: a Seismic-Gravity Integrated Interpretation. In: **15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF**, Rio de Janeiro. Brazilian Geophysical Society, p. 478-482, 2017.

MACHEL, H. G. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, P.; OHNENSTETTER, D. **Cathodoluminescence in Geosciences**. Springer-Verlag, Berlin, p. 271-301, 2000.

MARSHALL, J. D. **Cathodoluminescence of geologic materials**. Unwin Hyman, Boston, 146 p., 1988.

MELEZHIK, V. A.; GOROKHOV, I. M.; KUZNETSOV, A. B.; FALLICK, A. E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. **Terra Nova**, 13: 1-11, 2001.

NEWTON, R.; BOTTRELL, S. Stable isotopes of carbon and Sulphur as indicators of environmental change: past and present. **Journal of the Geological Society**, v. 164, p. 691-708, 2007.

NOGUEIRA, A. C. R. et al. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 237, p. 168-190, 2007.

NOGUEIRA, A. C. R. *et al.* Glacial and postglacial sedimentation in the Paraguay Belt (Neoproterozoic, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 200, p. 155-184, 2003.

OCH, L. M.; SHIELDS-ZHOU, G. A. The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 110, n. 1-4, p. 26–57, jan, 2012.

PALMER, M. R.; EDMOND, J. M. Controls over the strontium isotope composition of river water. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 56, p. 2099-2111, 1992.

PAULA-SANTOS, G. M. **Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr, Li, Mg) e proveniência sedimentar (U-Pb, Hf, Sm-Nd) do Grupo Bambuí no sul da Bacia do São Francisco**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

PEDREIRA, A. J.; BAHIA R. B. C. Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis Região Amazônica, Brasil: integração e síntese de dados dos Projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DIEDIG, 39 p. 2004.

PIACENTINI, T.; VASCONCELOS, P. M.; FARIA, M. S. G.; DANTAS, E. L. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga, Marinoano, na Serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 3, p. 530-541, 2007.

PU, J. P. *et al.* Dodging snowballs: geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. **Geology** 44, 955–958. 2016.

- RAMKUMAR, M. Toward a standardization of terminologies and recognition of chemostratigraphy as a formal stratigraphic method. In: RAMKUMAR, M. **Chemostratigraphy – Concepts, Techniques, and Applications**. Elsevier, Amsterdam, p. 3-21, 2015.
- RIPPERDAN, R. L. Stratigraphic variation in marine carbon isotope ratios. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 43, p. 637-662, 2001.
- RODRIGUES, R. Chemostratigraphy. In: KOUTSOUKOS, E.A.M. **Applied Stratigraphy**. Springer, Norwell, p. 165-178, 2005.
- ROONEY, A. D. *et al.* U-Pb and Re-Os geochronology tracks stratigraphic condensation in the Sturtian snowball Earth aftermath. **Geology** **48** (6), 625–629. 2020.
- SCHOLLE, P. A.; ARTHUR, M. A. Carbon isotopic fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 64(1), p. 67-87, 1980.
- SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks**. Tulsa: AAPG Memoir 77, 2003.
- SANSJOFRE, P. *et al.* A carbon isotope challenge to the snowball Earth. **Nature**, v. 478, n. 7367, p. 93-96, 2011.
- SIAL, A. N. *et al.* Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America based on high-resolution isotopic data. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 2, p. 183-203, 2016.
- SIEGENTHALER, U. Stable hydrogen and oxygen isotopes in water cycle. In: **Lecture Isotope Geology**, p. 265-273, 1979.
- SIQUEIRA, L. P. Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 3, n. 1-2, p. 3-16, 1989.
- SIQUEIRA, L.; TEIXEIRA, L. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: **3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. European Association of Geoscientists & Engineers, p. cp-324-00038, 1993.
- SHIELDS, G. A. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the implications for the environmental conditions of deposition. **Earth-Science Reviews**, v. 73, n. 3-4, p. 295-331, 2005.
- TREWIN, N. Use of the scanning electron microscopy in sedimentology. In: TUCKER, M. E. (Ed.). **Techniques in Sedimentology**. Oxford: Blackwell, p. 229-273, 1988.
- TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology**. 3. ed. Oxford: Blackwell, 2001.

TUCKER, M. E. **Techniques in Sedimentology**. Oxford; London; Edinburgh; Boston; Palo Alto; Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 394 p, 1988.

TYSON, R.V. **Sedimentary organic matter**. Chapman & Hall, London, 615 p, 1995.

VASCONCELOS, C. S.; MORALES, I. V. F.; FIGUEIREDO, M. F. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: **47º Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador. p. 400, 2014.

VASCONCELOS, C. S.; TROSDTORF JUNIOR, I.; MORALES, I. V. F.; SANTOS, S. F.; FIGUEIREDO, M. F. Revisão da estratigrafia na seção perfurada pelo poço 2-SM-1-MT (Salto Magessi), Bacia dos Parecis-Alto Xingu, MT. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 22, n. 1, p. 171-178, 2014.

VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL, D.; BRUHN, F.; CARDEN, G. A. F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; PAWELLEK, F.; PODLAHA, O. G.; STRAUSS, H. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 161, p. 59-88, 1999.

VEIZER, J.; COMPSTON, W.; CLAUER, N.; SCHIDLOWSKI, M. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a mantle event at 900 Ma ago. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 47, p. 295-302, 1983.

VIEIRA, A. J. **Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso**. Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 79 p. (Relatório Técnico Interno, 379). 1965.

WELTON, J. E. **SEM Petrology Atlas**. Tulsa: AAPG, 1984.

ZAKY, A. M. *et al.* Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 56, p. 245-264, 2019.