

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**CICLICIDADE DE ALTA FREQUÊNCIA E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA
FORMAÇÃO TAGATIYA GUAZU, GRUPO ITAPUCUMI, PARAGUAI:
EVIDÊNCIAS DA PASSAGEM EDIACARANO-CAMBRIANO**

Gabriel Correa Antunes

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro (SP) - 2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

GABRIEL CORREA ANTUNES

CICLICIDADE DE ALTA FREQUÊNCIA E
QUIMIOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO TAGATIYA
GUAZU, GRUPO ITAPUCUMI, PARAGUAI: EVIDÊNCIAS DA
PASSAGEM EDIACARANO-CAMBRIANO

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Coorientadora: Dra. Juliana Okubo

Rio Claro - SP

2022

A636c Antunes, Gabriel Correa
Ciclicidade de alta frequência e quimioestratigrafia da Formação
Tagatiya Guazu, Grupo Itapucumi, Paraguai: evidências da passagem
Ediacarano-Cambriano / Gabriel Correa Antunes. -- Rio Claro, 2022
105 p. : il., tabs., fotos, 2 v.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Lucas Veríssimo Warren
Coorientadora: Juliana Okubo

1. Geoquímica. 2. Geologia isotópica. 3. Geologia estratigráfica. 4.
Carbono. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

GABRIEL CORREA ANTUNES

CICLICIDADE DE ALTA FREQUÊNCIA E
QUIMIOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO TAGATIYA
GUAZU, GRUPO ITAPUCUMI, PARAGUAI: EVIDÊNCIAS DA
PASSAGEM EDIACARANO-CAMBRIANO

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren – IGCE / UNESP / Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein - IGC / UFMG / Belo Horizonte (MG)

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira - IG / UFPA / Belém (PA)

Conceito: Aprovado

Rio Claro – SP

15 de junho de 2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Lucas V. Warren, e à minha coorientadora, Juliana Okubo, por todas as conversas, esclarecimentos e ensinamentos que me trouxeram até aqui.

À minha noiva, Beatriz Picelli, por estar ao meu lado em todos os momentos e me apoiar incondicionalmente.

Ao meu companheiro, de pós-graduação, Lucas Inglez, por toda a ajuda e todas as teorias levantadas em nossas conversas.

À minha família, por todo o apoio que me foi dado, e aos meus amigos, com quem compartilho grande parte da minha vida.

Este estudo foi financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2020/00483-5.

RESUMO

O intervalo final do Período Ediacarano e sua transição para o Cambriano reúnem algumas das maiores mudanças já ocorridas na história da Terra, como a formação do supercontinente Gondwana, distintos padrões e anomalias geoquímicas, bem como sua relação com o surgimento dos animais e a “Explosão Cambriana”. Com o objetivo de compreender tais fenômenos, diversas sucessões ao redor do mundo vêm sendo intensamente estudadas. Nesse contexto se insere a Formação Tagatiya Guazu (Grupo Itapucumi, Paraguai). No entanto, ao contrário de sucessões muito bem estudadas na China, Namíbia e Rússia, a sucessão superior da Formação Tagatiya Guazu ainda carece de estudos de detalhe quanto seus aspectos estratigráficos e geoquímicos. Frente a esta perspectiva, duas seções colunares de detalhe foram estudadas. As fácies sedimentares descritas constituem típica associação de rochas carbonáticas de perimaré depositadas em ambiente lagunar, organizadas em ciclos de raseamento ascendente, formados por *grainstones* em sua base, trombólitos, estromatólitos planares, margas e *mudstones* no topo, verticalmente configurando sucessões maiores de progradação e retrogradação. A presença de espécimes *in situ* de *Cloudina* sp. e *Corumbella* sp. bem preservados atestam a idade ediacarana terminal. Os valores entre +1 e +5 ‰ obtidos para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ se enquadram no platô positivo globalmente observado em sucessões contendo *Cloudina* (EPIP, *Late Ediacaran Positive Carbon Isotope Plateau*), reforçando a idade ediacarana terminal. Variações cíclicas de alta frequência nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ resultam de um gradiente isotópico gerado pela estratificação redox do corpo aquoso ou pela diminuição das taxas de produtividade juntamente à oxidação de matéria orgânica, mostrando forte relação com as fácies e batimetria. A presença de icnofósseis com hábitos complexos permite afirmar que a Fm. Tagatiya Guazu registra a passagem para o Cambriano e o Éon Fanerozoico, resultando em quatro hipóteses a serem testadas: (a) a anomalia isotópica negativa da base do Cambriano (BACE, *Basal Cambrian Negative Carbon Isotope Excursion*) não possui caráter global; (b) a anomalia BACE ocorre acima do limite E-C; (c) um aumento na restrição durante a deposição da porção de topo da unidade impediu o registro do sinal oceânico global, ou (d) processos orgânicos e/ou inorgânicos locais obliteraram o sinal global. De qualquer maneira, o incomum grau de preservação da assembleia fóssil presente e o detalhamento e originalidade do sinal isotópico preservado fazem com que a Fm. Tagatiya Guazu se configure como seção-chave para o entendimento do Ediacarano terminal na porção oeste de Gondwana.

Palavras-chave: Ediacarano terminal; geoquímica de rochas carbonáticas; isótopos de C e O; reconstrução paleoambiental; correlação quimioestratigráfica.

ABSTRACT

The final interval of the Ediacaran Period and its transition to the Cambrian bring together some of the biggest changes ever to take place in Earth's history, such as the formation of the supercontinent Gondwana, different geochemical patterns and anomalies, as well as their relationship with the emergence of animals and the so-called “Cambrian Explosion”. In order to understand such phenomena, several successions around the world have been intensively studied. In this context, the upper portion of the Tagatiya Guazu Formation (Itapucumi Group, Paraguay), a unit deposited in the terminal Ediacaran, is inserted. However, unlike the very well-studied successions in China, Namibia and Russia, the upper succession of the Tagatiya Guazu Fm. still lacks detailed studies regarding its stratigraphic and geochemical aspects. With this perspective, two columnar sections were studied in detail. The described sedimentary facies constitute a typical association of peritidal carbonates deposited in a lagoonal environment. The studied successions are organized in shallowing-upward cycles, formed essentially by grainstone at the base, thrombolite, planar stromatolite, marl and mudstone at the top, vertically configuring larger successions of progradation and retrogradation. The presence of well preserved *in situ* specimens of *Cloudina* sp. and *Corumbella* sp. attests the terminal Ediacaran age. The obtained $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values varies between +1 and +5 ‰, matching the globally observed positive plateau in successions containing *Cloudina* (EPIP, Late Ediacaran Positive Isotope Plateau), reinforcing the terminal Ediacaran age. High-frequency cyclical variations in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values result from an isotopic gradient generated by the redox stratification of the aqueous body or by decreasing primary productivity rates together with organic matter oxidation, showing a strong relationship with facies and bathymetry. The presence of trace fossils with complex habits allows us to affirm that the Tagatiya Guazu Fm. records the passage to the Cambrian and the Phanerozoic Eon, resulting in four hypotheses to be tested: (a) the basal Cambrian negative isotopic anomaly (BACE, Basal Cambrian Negative Isotope Excursion) does not have a global character; (b) the BACE anomaly occurs above the E-C limit; (c) an increase in restriction during deposition of the upper portion of the unit prevented the recording of the global oceanic signal, or (d) local organic and/or inorganic processes obliterated the global signal. Anyway, the unusual degree of preservation of the fossil assemblage and the detail and originality of the preserved isotopic signal makes the Tagatiya Guazu Fm. a key section for understanding the terminal Ediacaran in western Gondwana.

Keywords: Terminal Ediacaran; carbonate geochemistry; C and O isotopes; paleoenvironmental reconstruction; chemostratigraphic correlation.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
2	OBJETIVOS.....	10
3	MATERIAIS E MÉTODOS	11
3.1	Revisão bibliográfica	11
3.2	Trabalhos de campo e aquisição de dados estratigráficos e sedimentológicos.....	11
3.3	Análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio	12
3.4	Geoquímica de elementos maiores, menores e traço	13
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
4.1	O limite Ediacarano-Cambriano	14
4.1.1	Mudanças paleoclimáticas, sedimentares e geotectônicas	14
4.1.2	Químioestratigrafia.....	16
4.1.3	Inovações evolutivas ao final do Ediacarano e a transição para o Cambriano...	19
4.1.4	Propostas de subdivisões do Período Ediacarano e desafios na definição do limite Ediacarano-Cambriano	23
4.2	Análise de isótopos estáveis (carbono e oxigênio) em rochas carbonáticas.....	27
4.2.1	Parâmetros de fracionamento do carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$).....	27
4.2.2	Parâmetros de fracionamento do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)	29
4.3	Geoquímica de elementos maiores e traço e avaliação do sinal isotópico original ...	31
5	GEOLOGIA REGIONAL	33
6	RESULTADOS	39
6.1	Descrição e interpretação de fácies sedimentares	39
6.1.1	Estromatólito planar (Ep).....	43
6.1.2	Trombólito (T).....	45
6.1.3	<i>Mudstone</i> (Mu).....	46
6.1.4	Marga (Ma)	48
6.1.5	<i>Grainstones</i> (Gca, Gcp, Gba, Gm, Gcs, Gph, Gco)	50
6.1.6	Brecha (B).....	53

6.1.7	<i>Wackestone</i> ooidal (Wo)	54
6.1.8	Oncólito (O)	56
6.2	Geoquímica de elementos maiores e traço e análise do sinal isotópico de C e O	56
7	DISCUSSÕES	65
7.1	Associações de fácies, sistema deposicional e análise estratigráfica da porção superior da Formação Tagatiya Guazu	65
7.2	Avaliação do sinal isotópico original.....	72
7.3	Implicações paleoambientais das variações dos isótopos de C e O.....	74
7.4	Idade e correlação com unidades ediacaranas ao redor do mundo	81
8	CONCLUSÕES.....	85
9	REFERÊNCIAS	87

1 INTRODUÇÃO

O aparecimento dos primeiros macrofósseis ao final do Período Ediacarano figura como uma das principais inovações bioevolutivas ocorridas em toda a história geológica (NARBONNE, 1998). Durante a transição Ediacarano-Cambriano, dois grandes eventos biológicos - a extinção da biota ediacarana e a irradiação evolutiva denominada de Explosão Cambriana - ocorreram juntamente a importantes perturbações no ciclo global do carbono (CANFIELD; TESKE, 1996; DES MARAIS et al., 1992; KNOLL; CARROLL, 1999; NARBONNE et al., 2012; WOOD et al., 2019; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020).

Além do advento dos primeiros animais, o surgimento de organismos biocalcificadores (*Sinotubulites*, *Cloudina*, *Namacalathus*, entre outros) e a primeira ocorrência de traços complexos (*Treptichnus pedum*) também configuram grandes marcos bioevolutivos (BRENNAN; LOWENSTEIN; HORITA, 2004; GEYER; LANDING, 2017; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; LANDING, 1994; PENG; BABCOCK; COOPER, 2012; TARHAN et al., 2018). Em termos do registro quimioestratigráfico, tal limite é marcado pela transição de um platô persistentemente positivo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ no Ediacarano terminal, denominado *Late Ediacaran Positive Carbon Isotope Plateau* (EPIP, ZHU et al., 2017), para uma excursão isotópica negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, denominada *Basal Cambrian Carbon Isotope Excursion* (BACE), presente na base do Período Cambriano (ZHU; BABCOCK; PENG, 2006). Por possuírem caráter global e importante relação com o surgimento dos primeiros metazoários e organismos de hábitos complexos, o reconhecimento de tais padrões isotópicos no registro geológico é fundamental para o estabelecimento de correlações cronoestratigráficas de sucessões do Ediacarano terminal e da passagem Ediacarano-Cambriano ao redor do mundo.

Atualmente, a utilização de abordagens multi-indicadores, aplicando técnicas integradas de geoquímica, estratigrafia, geocronologia e paleontologia, tem se mostrado bastante adequada à obtenção de dados paleoambientais de unidades ediacaranas detentoras de fósseis (AMTHOR et al., 2003; CUI et al., 2016a, 2016b; FIKE et al., 2006; WOOD et al., 2015). Da mesma maneira, esta abordagem permite a contextualização e o posicionamento espaço-temporal destes dados, possibilitando aumentar a resolução bioestratigráfica e quimioestratigráfica do Neoproterozoico terminal e permitindo aferir se existe relação causal entre variações ambientais e eventos evolutivos importantes.

Com base na presença do platô positivo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e do fóssil-guia *Cloudina sp.*, os recentes trabalhos de Warren (2011) e Warren et al. (2011; 2012; 2013; 2017; 2019) inseriram a Formação Tagatiya Guazu (Grupo Itapucumi, Paraguai) em restrito grupo de sucessões no

qual características sedimentológicas, paleontológicas e geoquímicas excepcionalmente semelhantes convergem para o entendimento deste intervalo chave na história evolutiva de nosso planeta. Ressalta-se, no entanto, que apesar da estratigrafia e paleontologia desta unidade ser relativamente bem conhecida, ainda inexistem trabalhos geoquímicos de detalhe que permitam detectar padrões e variações ambientais importantes de maior frequência.

Considerando esta problemática, o presente trabalho buscou auxiliar no entendimento paleoambiental da porção superior da Formação Tagatiya Guazu, enfocando na obtenção e interpretação de dados quimioestratigráficos de alta resolução, bem como na análise de isótopos de C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$), elementos maiores e traços. Com este propósito, esta pesquisa se insere em uma linha de estudos globais que pretendem detalhar, à partir de distintos indicadores geoquímicos, a passagem Ediacarano-Cambriano em diferentes localidades ao redor do mundo (e.g., Namíbia, sul e norte da China, Sibéria; CUI et al., 2016a, 2016b, 2019; WOOD et al., 2015). Deste modo, pretendeu-se neste trabalho também contribuir para a identificação de padrões nas curvas de variação de razões isotópicas e análise de seu significado paleoambiental, auxiliando na compreensão das causas e efeitos das variações geoquímicas dos oceanos e sua relação com a transição/sucessão entre as faunas ediacarana e cambriana.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal do presente trabalho foi a caracterização geoquímica de alta resolução da parte superior da Formação Tagatiya Guazu, reconhecidamente de idade ediacarana terminal e portadora de importante conteúdo paleontológico (WARREN et al., 2011). Para este fim, foi priorizada análise quimiostratigráfica de detalhe de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$), além de análises de elementos maiores e traços. A integração destas técnicas (abordagem multi-indicadores) buscou definir a evolução das condições paleoambientais da unidade, como variações de batimetria, oxigenação, temperatura, atividade biótica e salinidade. Para atingir o objetivo principal deste trabalho, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- Compor quadro paleoambiental utilizando-se da análise das fácies e associações de fácies;
- Compor arcabouço quimioestratigráfico (C e O) de detalhe a fim de auxiliar na interpretação paleoambiental da Fm. Tagatiya Guazu;
- Caracterizar os processos e produtos diagenéticos, visando compreender a influência da diagênese no sinal isotópico de C e O;
- Estabelecer correlações estratigráficas e quimioestratigráficas com unidades sedimentares coevas no continente Sul-americano e ao redor do mundo;
- Testar a extensão dos padrões isotópicos globais durante o final do Ediacarano no contexto da porção SW do supercontinente Gondwana.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais métodos que foram utilizados para o desenvolvimento da presente dissertação buscaram caracterizar de forma detalhada os aspectos sedimentológicos e padrões de variações de elementos maiores, traço e isótopos de C e O da sucessão sedimentar da porção superior da Formação Tagatiya Guazu, Grupo Itapucumi, Paraguai. Este procedimento buscou definir o sistema deposicional da seção fossilífera da unidade supracitada, bem como determinar as principais forçantes paleoambientais vigentes durante sua sedimentação.

3.1 Revisão bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada em duas etapas, compreendendo o levantamento da literatura referente aos temas de interesse e a leitura crítica da mesma. Foi dada especial atenção aos estudos focados em aspectos estratigráficos e sedimentológicos da Formação Tagatiya Guazu, além de estudos voltados à interpretação de dados geoquímicos elementares e isotópicos e sua aplicabilidade para análises paleoambientais no período Ediacarano terminal.

3.2 Trabalhos de campo e aquisição de dados estratigráficos e sedimentológicos

A etapa de trabalho de campo teve duração de dez (10) dias e contemplou o levantamento de duas seções colunares de detalhe (1:50) e a coleta complementar de amostras. Estas atividades buscaram refinar a descrição e interpretação já existente do arcabouço estratigráfico da porção superior da Formação Tagatiya Guazu (WARREN et al., 2017, 2019), especialmente no intervalo imediatamente acima da biozona da *Cloudina* no qual a passagem Ediacarano-Cambriano é aqui discutida.

As fácies sedimentares foram inicialmente descritas macroscopicamente em campo, priorizando a identificação de características diagnósticas, como geometria da camada, estruturas sedimentares, organização interna, mineralogia e textura dos grãos. Para esta etapa, foi utilizado o código de fácies proposto por Miall (1996), no qual são utilizadas siglas compostas por uma, duas ou três letras, sendo a primeira maiúscula, referente à litologia do depósito, e a segunda (e terceira, quando houver), relacionada à estrutura sedimentar presente. Para a interpretação paleoambiental, fácies geneticamente relacionadas foram agrupadas como associações de fácies. Os dados obtidos em campo foram organizados e representados através de: a) documentação fotográfica para cada fácies identificada; b) confecção de esquemas e

fotomosaicos de afloramentos, e c) montagem de seções colunares verticais em escala de semi-detalhe (1:50). As seções colunares foram obtidas em sucessões não deformadas e praticamente não alteradas intempericamente em minas abandonadas e cortes de estrada, especialmente àqueles recém-abertos na rodovia que interliga os municípios de San Lázaro/Vallemi e Concepción, Departamento de Concepción, Paraguai. É importante ressaltar que os dados paleontológicos, como ocorrências, posicionamento e fotografias de fósseis e icnofósseis foram fornecidos por Lucas Inglez, doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da UNESP – Rio Claro. Descrições e interpretações mais detalhadas destas ocorrências poderão ser encontradas em sua tese e futuros artigos.

3.3 Análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio

As amostras para análise isotópica de C_{carb} e O_{carb} ($n = 84$) foram coletadas em campo nas duas seções colunares medidas, com espaçamento de 50 cm ou de acordo com a variabilidade das fácies sedimentares. Estas passaram por pré-avaliação visual em campo, buscando porções não alteradas ou fraturadas. O teste *in loco* para identificação de calcita e dolomita foi realizado a partir da pulverização da amostra e ataque com ácido clorídrico (HCl 10%). Todas as amostras coletadas foram posicionadas estratigraficamente nas seções confeccionadas. Após a etapa de seleção das áreas de amostragem, foi realizada a extração de pequenas porções de amostras pulverizadas de rochas com broca milimétrica diamantada, que foram acondicionadas em recipientes herméticos do tipo *ependorff*.

Segundo procedimento usual para a análise isotópica de carbono e oxigênio, inicialmente se conduziu a extração do gás CO_2 de amostras pulverizadas a partir da reação com ácido fosfórico 100% à temperatura constante de 25°C durante 24 ou 72 horas, dependendo da razão entre material calcítico e dolomítico. Após a extração do gás, este foi purificado criogenicamente a partir do uso de armadilha química de nitrogênio líquido e álcool, a fim de se retirar a água gerada durante a reação do carbonato e o ácido. A amostra de gás foi analisada em um espectrômetro de massa de razão isotópica, acoplado com o sistema *Gas Bench II*, por extração *online* (*Isotope Ratio Mass Spectrometer*, IRMS), Thermo Scientific modelo Delta V Advantage, do Instituto LAMIR, Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, Estado do Paraná. A normalização dos resultados isotópicos obtidos foi realizada mediante a técnica de dois pontos, usando os padrões internacionais NBS18 e NBS19. Os resultados, apresentados na notação per mil, apresentam referência ao padrão VPDB (Viena - "*Pee Dee Belemnite*").

A aplicação da quimioestratigrafia no presente trabalho se pautou no posicionamento estratigráfico dos diferentes dados geoquímicos em seções colunares de detalhe, permitindo a identificação de variações e tendências ao longo da sucessão estudada. O estabelecimento de curvas de variação dos indicadores geoquímicos analisados, juntamente a análises petrográficas, faciológicas e de ciclicidade se prestou à avaliação de variações paleoambientais ao longo da deposição da sucessão de topo da Formação Tagatiya Guazu, bem como à correlação do nível estratigráfico investigado com outras sucessões sabidamente correspondentes à passagem Ediacarano-Cambriano ao redor do mundo (AMTHOR et al., 2003; GEYER; LANDING, 2017; LINNEMANN et al., 2019). É importante ressaltar que os dados aqui adquiridos foram adicionados, integrados e então comparados aos dados geoquímicos já disponíveis para a Formação Tagatiya Guazu (WARREN et al., 2019).

3.4 Geoquímica de elementos maiores, menores e traço

As análises de elementos maiores, menores e traço ($n = 83$) foram realizadas pelo método de Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX), utilizando-se equipamento Malvern PANalytical Axios-mAX, com tubo de ródio, no Instituto LAMIR (UFPR). Para análise de elementos maiores, foram pesadas aproximadamente 3 g de amostras pulverizadas, as quais foram posteriormente colocadas em estufa por 24 h. Após isto, as amostras foram levadas ao forno mufla, a aproximadamente 1000 °C, para o cálculo da perda ao fogo. Para a confecção das pastilhas fundidas, foram misturadas em um cadinho cerca de 6,50 g de fundente tetraborato de lítio a 0,72 g de amostra e levadas à máquina de fusão. Para as análises dos elementos traço por FRX, foram confeccionadas pastilhas prensadas, misturando-se aproximadamente 6,0 g do pó das amostras a 1,5 g de cera ligante. Essa mistura foi levada ao molde da prensa e recoberta com ácido bórico para então ser prensada.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 O limite Ediacarano-Cambriano

4.1.1 Mudanças paleoclimáticas, sedimentares e geotectônicas

O limite Ediacarano-Cambriano configura a transição entre os dois maiores éons do Tempo Geológico e é caracterizado por profundas mudanças nos diferentes sistemas terrestres (GROTZINGER et al., 1995; KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; KNOLL; WALTER, 1992). Destacam-se alterações no ciclo do carbono, no arranjo dos continentes, no clima e no estado redox do sistema oceano-atmosfera, além de grandes inovações bioevolutivas (EMBLETON; WILLIAMS, 1986; GROTZINGER et al., 1995; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; KIRSCHVINK, 1992; RIDING, 2006; XIAO; NARBONNE, 2020).

No âmbito paleoclimático, o mundo neoproterozoico é caracterizado por, ao menos, três grandes glaciações de ocorrência global e regional (HOFFMAN et al., 1998; HOFFMAN; SCHRAG, 2002). As duas mais antigas, Sturtiana (Criogeniano médio, 660-720 Ma, HOFFMAN et al., 1998; MACDONALD et al., 2010) e Marinoana (limite Criogeniano-Ediacarano, 635-650 Ma, HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KIRSCHVINK, 1992; LI et al., 2008), são amplamente referidas como glaciações de escala global devido às evidências de geleiras em baixas latitudes, constituindo os alicerces da teoria “*Snowball Earth*” (HOFFMAN et al., 1998; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KIRSCHVINK, 1992; KNOLL, 2000; SAYLOR et al., 1998). A terceira e possivelmente última glaciação, denominada Gaskiers (Ediacarano médio, ~580 Ma), teria expressão regional, afetando localmente áreas de mais baixa latitude (FAIRCHILD; KENNEDY, 2007).

O principal fator apontado como causa para tais eventos seria o baixo nível de $p\text{CO}_2$ atmosférico, resultante direto da reorganização tectônica da ruptura do supercontinente Rodínia e aumento do intemperismo continental relacionado à formação de Gondwana (FAIRCHILD; KENNEDY, 2007; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; OCH; SHIELDS-ZHOU, 2012). A concentração de massas continentais em baixas latitudes e a grande quantidade de margens passivas geradas pelo rifteamento teriam sincronamente aumentado as taxas de albedo e o intemperismo de silicatos, causando o sequestro de matéria orgânica para os oceanos, aumento no consumo de CO_2 e diminuição da retenção de calor. Estes fatores em conjunto acabaram por

atenuar o efeito estufa em um efeito retroalimentador, permitindo assim que calotas de gelo atenuassem o equador (HALVERSON et al., 2009; KIRSCHVINK, 1992).

Após milhões de anos de glaciação, o processo de deglaciação possivelmente se iniciou devido ao escape de grande volume de CO₂ vulcânico acumulado abaixo da espessa capa de gelo (KIRSCHVINK, 1992). Este CO₂ teria aumentado os níveis de pCO₂ atmosférico novamente e elevado rapidamente as médias térmicas no planeta, juntamente à diminuição do albedo devido a geração de novas áreas oceânicas expostas associadas à deglaciação (KIRSCHVINK, 1992). Após o derretimento do gelo, a deposição regional ou global de “capas carbonáticas” teria então ocorrido sobre os registros glaciais (OCH; SHIELDS-ZHOU, 2012; SHIELDS, 2005). Tais sucessões seriam resultado da entrada de águas de degelo, supersaturadas em CaCO₃, em águas oceânicas profundas depletadas neste composto, porém enriquecidas em ¹²C, gerando depósitos com assinatura isotópica de carbono fortemente negativa (HOFFMAN et al., 1998; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; KAUFMAN et al., 1991). Embora amplamente aceita, destacam-se como hipóteses alternativas a *Slushball Earth*, que postula que grandes áreas do globo permaneceram não congeladas durante as três glaciações (HYDE et al., 2000; MICHEELS; MONTENARI, 2008); e a hipótese do *Zipper-rift*, que atribui caráter não glacial a muitos dos depósitos de diamictitos associados às glaciações Sturtiana, Marinoana e Gaskiers (EYLES; JANUSZCZAK, 2004). Devido à ausência de correlações globais de alta resolução e de típicos depósitos de “capa” carbonática, a glaciação Gaskiers é considerada um evento de caráter regional, semelhante às glaciações fanerozoicas (EVANS, 2003b; HALVERSON, 2006).

Do ponto de vista geotectônico, o início do Neoproterozoico (1100 à 900 Ma) é marcado pelo início do rifteamento do supercontinente Rodínia (EVANS, 2003a; LI et al., 2008; LI; EVANS; ZHANG, 2004; MALOOF et al., 2006; MEERT; TORSVIK, 2003). A ruptura continuada foi marcada pela separação entre Austrália, leste da Antártica e sul da China, além da separação dos crátons do Kalahari, Sibéria e Laurentia. A dispersão máxima ocorreu por volta de 700-750 Ma (STERN et al., 2008), provocando um grande aumento na proporção de margens passivas (BRADLEY, 2008). Após aproximadamente 250 Ma de dispersão, os fragmentos deste supercontinente começaram a se aglutinar novamente e consolidar o que, ao início do Fanerozoico, seria conhecido como supercontinente Gondwana. Por volta de 600 Ma, os crátons do oeste da África, Kalahari, Rio de La Plata e São Francisco-Congo formavam um grande aglomerado conhecido como proto-Gondwana (Figura 1). A convergência entre as porções oeste e leste do Gondwana entre 525 e 490 Ma consolidam a colagem final de Gondwana, por meio da colisão dos crátons Amazônico e Rio Apa e fechamento completo do

Oceano Clymene (TOHVER et al., 2010; TOHVER; D'AGRELLA-FILHO; TRINDADE, 2006; TRINDADE et al., 2006; WARREN et al., 2014). Desta forma, ao final do Cambriano, o supercontinente Gondwana já se encontrava praticamente formado (BOGER; MILLER, 2004; COLLINS; PISAREVSKY, 2005; MEERT, 2003; MEERT; TORSVIK, 2003; VEEVERS, 2004).

4.1.2 Químioestratigrafia

A correlação de unidades ediacaranas ao redor do mundo se baseia principalmente em amarrações regionais fundamentadas em químioestratigrafia de isótopos de carbono aliada às razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bioestratigrafia de macro e microfósseis e datações radiométricas (NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020). Devido à escassez de material paleontológico com significado bioestratigráfico e raridade de níveis vulcânicos datáveis, esta correlação entre unidades é fortemente baseada na comparação de padrões e semelhanças das curvas de isótopos estáveis (e.g. MACDONALD et al., 2013).

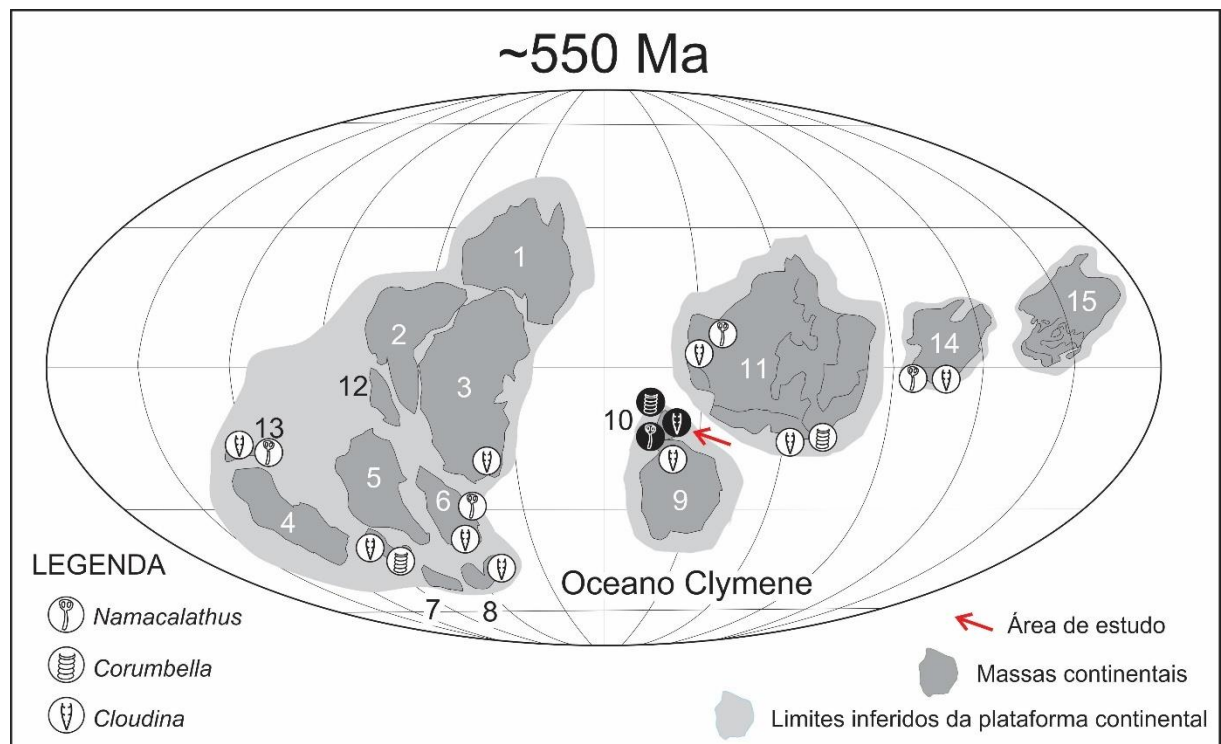


Figura 1: Reconstrução paleogeográfica de Gondwana há aproximadamente 550 Ma, com destaque à área de estudo e às ocorrências de fósseis-guia ediacaranos em sucessões ao redor do mundo. Ocorrências da Fm. Tagatiya Guazu em preto. 1: Austrália; 2: Índia; 3: Antártica; 4: W África; 5: São Francisco-Congo; 6: Kalahari; 7: Paraná; 8: Rio de la Plata; 9: Amazônia; 10: Rio Apa; 11: Laurentia; 12: Madagascar; 13: Arabia-Nubia; 14: Sibéria; 15: Báltica (modificado de WARREN et al., 2014).

Alguns padrões nas curvas isotópicas têm sido descritos ao final do Neoproterozoico com base em suas características e duração temporal (Fig. 2). Um desses padrões reconhecíveis é a anomalia Shuram, principalmente presente em sucessões carbonáticas neoproterozoicas em Omã (AMTHOR et al., 2003; FIKE et al., 2006), China (MCFADDEN et al., 2008; ZHOU; XIAO, 2007), Canadá (MACDONALD et al., 2013), Namíbia (GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000) e Austrália (CALVER, 2000; HUSSON et al., 2015). Esta anomalia é caracterizada por valores fortemente negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (-2 a -12 ‰), pela covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e também pela ausência de covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (CALVER, 2000; DERRY, 2010; FIKE et al., 2006; GROTZINGER; FIKE; FISCHER, 2011; MCFADDEN et al., 2008). Diversas hipóteses têm sido aventadas para esclarecer as causas desta assinatura anômala, tais como remineralização por redução bacteriana de sulfato de um grande reservatório de carbono orgânico dissolvido (COD) no fundo do oceano (FIKE et al., 2006; MCFADDEN et al., 2008; ROTHMAN; HAYES; SUMMONS, 2003), diferentes interações diagenéticas (DERRY, 2010; KNAUTH; KENNEDY, 2009; SWART; KENNEDY, 2012) e incorporação de carbonatos autigênicos empobrecidos em ^{13}C (CUI et al., 2017; SCHRAG et al., 2013).

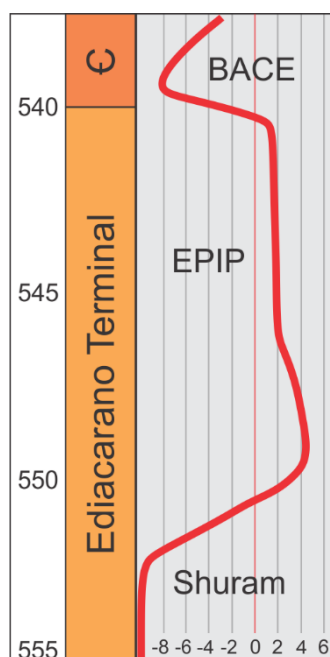


Figura 2: Aspecto quimioestratigráfico geral do Ediacarano Terminal e sua transição para o Cambriano. C: Cambriano; EPIP: *Late Ediacaran Positive Carbon Isotope Plateau*; BACE: *Basal Cambrian Carbon Isotope Excursion* (modificado de ZHU et al., 2017).

Estratigraficamente acima da anomalia Shuram, ocorrem valores leves a moderadamente positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (+1 e +5‰ PDB) que constituem um platô positivo denominado EPIP (*Late Ediacaran Positive Carbon Isotope Plateau*, ZHU et al., 2017), sendo

reportado em diversas sucessões ao redor do mundo, como em Omã (AMTHOR et al., 2003; BOWRING et al., 2007), Sibéria (CUI et al., 2016b; KNOLL et al., 1995a; ZHU et al., 2017), Paraguai (WARREN et al., 2017, 2019), Brasil (BOGGIANI et al., 2010), Namíbia (GROTZINGER et al., 1995; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; WOOD et al., 2015), China (CUI et al., 2016a, 2019; LI et al., 2013; WANG et al., 2014; ZHOU; XIAO, 2007) e Canadá (MACDONALD et al., 2013; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994).

De maneira geral, os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ encontrados neste intervalo de tempo são atribuídos a altas taxas de produtividade primária e soterramento de matéria orgânica, associadas à anoxia em águas profundas (CUI et al., 2016b, 2016a, 2019; GROTZINGER et al., 1995; SAYLOR et al., 1998; SCHRÖDER; GROTZINGER, 2007; WOOD et al., 2015).

O limite Ediacarano-Cambriano é supostamente marcado por outra anomalia negativa, denominada BACE (*Basal Cambrian Negative Carbon Isotope Excursion*, ZHU; BABCOCK; PENG, 2006), em diversas sucessões ao redor do mundo, como em Omã (AMTHOR et al., 2003; BOWRING et al., 2007), Sibéria (KNOLL et al., 1995a, 1995b; KOUCHINSKY et al., 2007; PELECHATY et al., 1996; PELECHATY; KAUFMAN; GROTZINGER, 1996), EUA (CORSETTI; HAGADORN, 2000, 2003; SMITH et al., 2016a), Irã (KIMURA et al., 1997; KIMURA; WATANABE, 2001), Mongólia (BRASIER et al., 1996; SMITH et al., 2016b), Marrocos (MALOOF et al., 2005, 2010), China (ISHIKAWA et al., 2008; JIANG et al., 2012; LI et al., 2009; SHEN; SCHIDLOWSKI, 2000; WANG et al., 2012, 2020) e Canadá (KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994). Tal anomalia se caracteriza pelos valores fortemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ ($-4 \sim -10\text{‰}$ PDB $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $-32 \sim -37\text{‰}$ PDB $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e pela covariância entre os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (CHEN et al., 2015a; ISHIKAWA et al., 2008, 2013; KIMURA; WATANABE, 2001; MAGARITZ et al., 1991; MAGARITZ; HOLSER; KIRSCHVINK, 1986; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994; SHEN; SCHIDLOWSKI, 2000).

Duas hipóteses são aventadas para as causas da BACE: anoxia, baseada em enriquecimentos de elementos traço sensíveis a condições redox, além de proxies como $\Delta^{33}\text{S}_{\text{py}}$, $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{97}\text{Mo}$ (GUO et al., 2007, 2013, 2017; KIMURA; WATANABE, 2001; LI et al., 2020; SCHRÖDER; GROTZINGER, 2007; WANG et al., 2018; WILLE et al., 2008); e oxigenação, baseada em aumentos na razão $\delta^{238}\text{U}$, além de indicadores de elementos traço, Ce/Ce^* e $\delta^{53}\text{Cr}$ (SAHOO et al., 2016; WEI et al., 2018a, 2020; ZHANG et al., 2018).

4.1.3 Inovações evolutivas ao final do Ediacarano e a transição para o Cambriano

Sincronicamente às grandes mudanças geotectônicas ocorridas ao final do Ediacarano, o aumento no intemperismo continental e incremento no soterramento de matéria orgânica produziram uma diminuição acentuada do CO₂ atmosférico, gerando um fenômeno conhecido como *Neoproterozoic Oxygenation Event* (NOE, CAMPBELL; ALLEN, 2008; DERRY; KAUFMAN; JACOBSEN, 1992; DES MARAIS et al., 1992; HARDISTY et al., 2017; KAUFMAN, 2018; KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; OCH; SHIELDS-ZHOU, 2012). Este aumento considerável do oxigênio livre, acompanhado pelo aumento de nutrientes nos oceanos devido ao término das glaciações e entrada de nutrientes nos oceanos oriundos do intemperismo continental (CAXITO et al., 2021; GANADE DE ARAUJO et al., 2014; HOFFMAN et al., 1998; NARBONNE; GEHLING, 2003; YIN et al., 2007), precede uma das maiores inovações biológicas da história do planeta: o surgimento dos metazoários. Notadamente, seu aparecimento encerra bilhões de anos de uma evolução monótona no planeta (KNOLL; CARROLL, 1999), além de acompanhar o gradual declínio dos estromatólitos, marcando o que seria a primeira grande crise ecológica do registro geológico (RIDING, 2006).

Ao longo do Período Ediacarano, três distintas assembleias de metazoários podem ser individualizadas, cada uma delas possuindo inovações bioevolutivas em relação à anterior (NARBONNE, 2005; NARBONNE et al., 2012; WAGGONER, 2003; XIAO; LAFLAMME, 2009).

A assembleia Avalon é considerada a mais antiga (560-571 Ma), e consiste em uma fauna de rangeomorfos e estruturas penatúladas, tais como *Charnia*, *Charniodiscus*, *Bradgatia* e *Fractofusus* (Figura 3; NARBONNE, 2004; NARBONNE et al., 2012; XIAO; NARBONNE, 2020). Ocorrem também impressões corporais de organismos de corpo mole, como *Palaeopascichnus* (GEHLING, 2000; HAINES, 2000; SEILACHER; GRAZHDANKIN; LEGOUTA, 2003) e estruturas discóides do tipo *Aspidella*, encontradas exclusivamente em rochas depositadas em ambiente marinho profundo (NARBONNE, 2005; NARBONNE et al., 2014). Evidências de mobilidade são extremamente raras nestes organismos (BUATOIS; MÁNGANO, 2016; LIU; MCILROY; BRASIER, 2010; NARBONNE et al., 2014).

A assembleia White Sea (550-560 Ma) consiste principalmente em organismos erniettomorfos, como *Pteridinium* e *Phyllozoon*, além de formas simples e segmentadas, como *Dickinsonia*, e com possível cefalização e polarização, como *Kimberella* e *Spriggina* (NARBONNE et al., 2012; XIAO; NARBONNE, 2020), consideradas grupos basais dos organismos bilaterais (FEDONKIN; WAGGONER, 1997; GEHLING, 1991; PETERSON et

al., 2008). Destacam-se ainda organismos octoradiais *Eoandromeda* (Figura 3) e formas herdadas da fauna avaloniana, como *Charniodiscus* e *Aspidella* (NARBONNE, 2005; NARBONNE et al., 2012). Tal assembleia é encontrada predominantemente em sucessões de água rasa (DROSER; GEHLING, 2015; GEHLING, 2000; GEHLING; DROSER, 2013; GRAZHDANKIN, 2004), constituindo a mais diversificada dentre as três assembleias do Ediacarano (DROSER; TARHAN; GEHLING, 2017; SHEN; ZHANG; HOFFMAN, 2008). Escavações simples e sub-horizontais, como *Planolites*, também marcam uma grande inovação dessa assembleia, indicando a presença de mobilidade nestes organismos (DROSER; JENSEN; GEHLING, 2002; GEHLING; DROSER, 2018; LIU; MCILROY; BRASIER, 2010; MARTIN et al., 2000; XIAO; NARBONNE, 2020).

A assembleia Nama (538-550 Ma) é considerada a mais recente do Ediacarano e possui diversidade bastante inferior à White Sea (DARROCH et al., 2018; DARROCH; LAFLAMME; WAGNER, 2018; MUSCENTE et al., 2018; SHEN; ZHANG; HOFFMAN, 2008). Seus principais representantes são os primeiros organismos de carapaça orgânica ou biomineralizada, como *Conotubus*, *Cloudina*, *Corumbella*, *Namacalathus* e *Sinotubulites* (Figura 3; BRENNAN; LOWENSTEIN; HORITA, 2004; CAI et al., 2011; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; HOFMANN; MOUNTJOY; TEITZ, 1985; JENSEN; DROSER; GEHLING, 2006; TARHAN et al., 2018; WARREN et al., 2017), além de dois erniettomorfos, *Ernietta* e *Swartpuntia* (HAGADORN; WAGGONER, 2000; NARBONNE; SAYLOR; GROTZINGER, 1997; SMITH et al., 2017), e organismos já descritos nas assembleias mais antigas, como *Rangea* e *Pteridinium* (XIAO; LAFLAMME, 2009). Ao final do Período Ediacarano, surgem ainda os primeiros icnofósseis complexos do registro geológico, conhecidos como treptichnídeos, inaugurando novas estratégias de exploração do substrato marinho (JENSEN et al., 2000).

As causas específicas que conduziram à biomineralização ainda são motivo de intenso debate (WOOD, 2011). Entre as mais prováveis, destaca-se a combinação entre as pressões exercidas por predação e toxicidade do meio, além das maiores concentrações de O₂ (CUI et al., 2016a; WOOD, 2011). A hipótese da predação se baseia na presença de furos nas conchas de *Cloudina*, o que indicaria a biomineralização como um mecanismo de proteção (BENGTSON; ZHAO, 1992; HUA; PRATT; ZHANG, 2003; PORTER, 2011). A toxicidade, por sua vez, estaria relacionada à alta alcalinidade devido à supersaturação dos oceanos em CaCO₃, sendo a biomineralização um mecanismo de desintoxicação (CUI et al., 2016a; SIMKISS, 1977; WOOD; IVANTSOV; ZHURAVLEV, 2017).

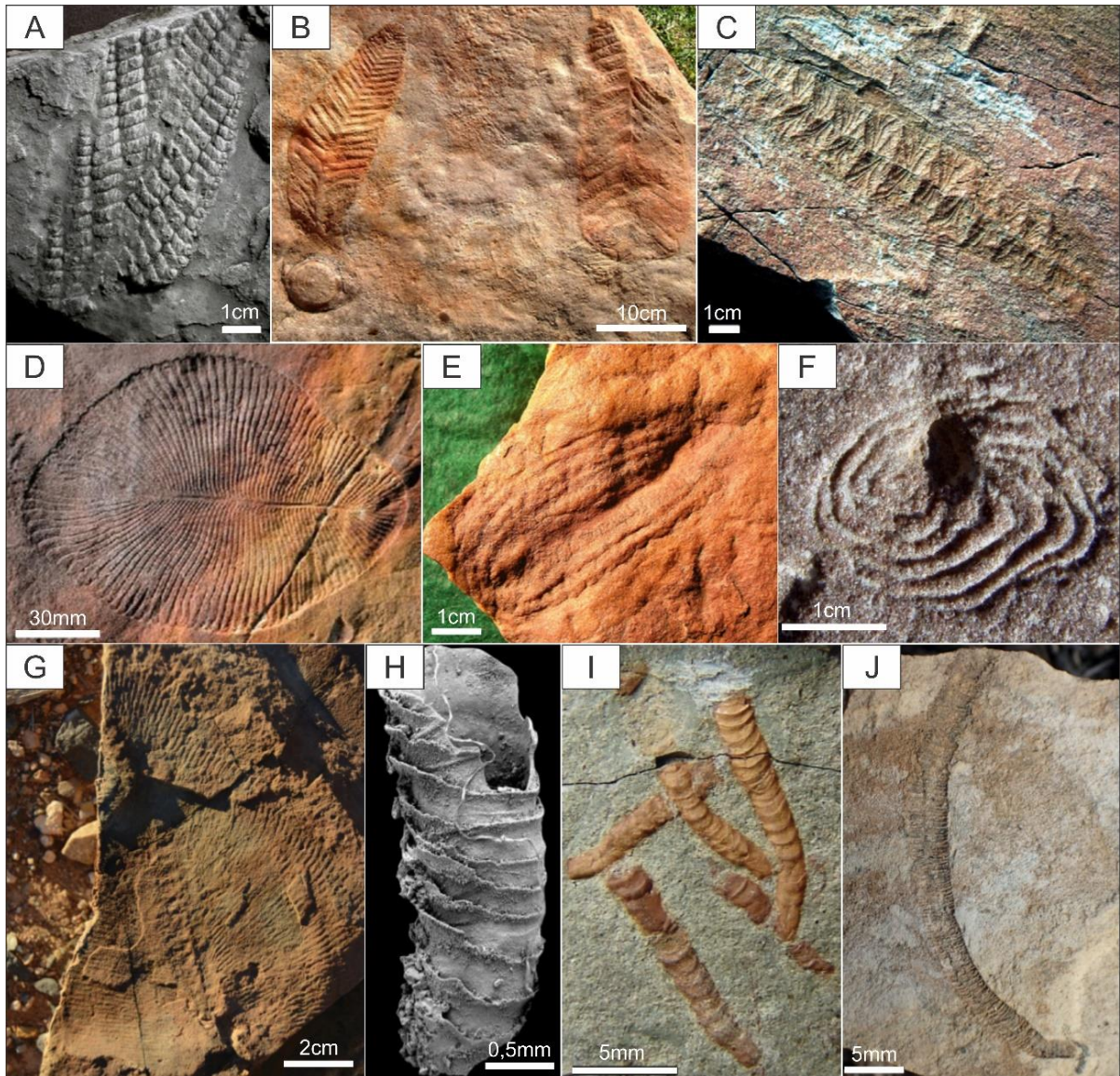


Figura 3: Exemplos de organismos típicos das faunas ediacaranas. A) *Charnia*; B) *Charniodiscus*; C) *Fractofusus*; D) *Dickinsonia*; E) *Kimberella*; F) *Eoandromeda*; G) *Swartpuntia*; H) *Cloudina*; I) *Conotubus*; J) *Corumbella*. (imagens de: A) LAFLAMME et al. (2013); B, C, E, F) NARBONNE et al. (2012); D) MUSCENTE et al. (2018); G, H, I) XIAO et al. (2016); J) WOOD et al. (2019)).

A transição paleobiológica que caracteriza o limite Ediacarano-Cambriano é atualmente um tópico de intenso debate. Segundo Zhu et al. (2017), a relação entre as biotas ediacaranas e cambrianas é pouco conhecida devido ao grande viés tafonômico, à natureza incompleta de grande parte das sucessões e à restrição dos metazoários a hábitos aeróbicos, acima de uma quimioclina rasa. Sendo assim, é esperado que sucessões depositadas abaixo dessa quimioclina não preservem essas faunas, enviesando o registro paleontológico (WOOD et al., 2019).

Segundo Laflamme et al. (2013), três modelos principais podem ser aventados para a transição entre estas biotas. O primeiro, onde uma catástrofe ambiental teria causado uma rápida extinção da biota ediacarana e sua substituição pela cambriana; o segundo, denominado

“substituição biótica”, pressupõe que fatores biológicos e ecológicos, como predação e escavação, seriam responsáveis pela transição; e o terceiro, no qual a destruição de habitats naturais (*matgrounds* – substrato colonizado por esteiras microbianas) teria fechado a janela tafonômica destes organismos, impossibilitando a preservação da transição faunística.

Linnemann et al. (2019) resumizam o modelo de Laflamme et al. (2013) em três modelos semelhantes (Figura 4). No primeiro modelo (“ambientalmente controlado”), a biota cambriana teria se expandido ao se aproveitar dos nichos deixados pela extinta biota ediacarana. No segundo modelo (“cunha dupla”), a substituição teria gradualmente resultado da competição entre as faunas. No terceiro (“cunha dupla truncada”), as inovações evolutivas da biota cambriana, como mobilidade e alimentação, teriam conduzido à predação e comprometido o substrato orgânico (*matgrounds*), vital para os seres ediacaranos, causando sua extinção e, consequentemente, possibilitando a explosão cambriana.

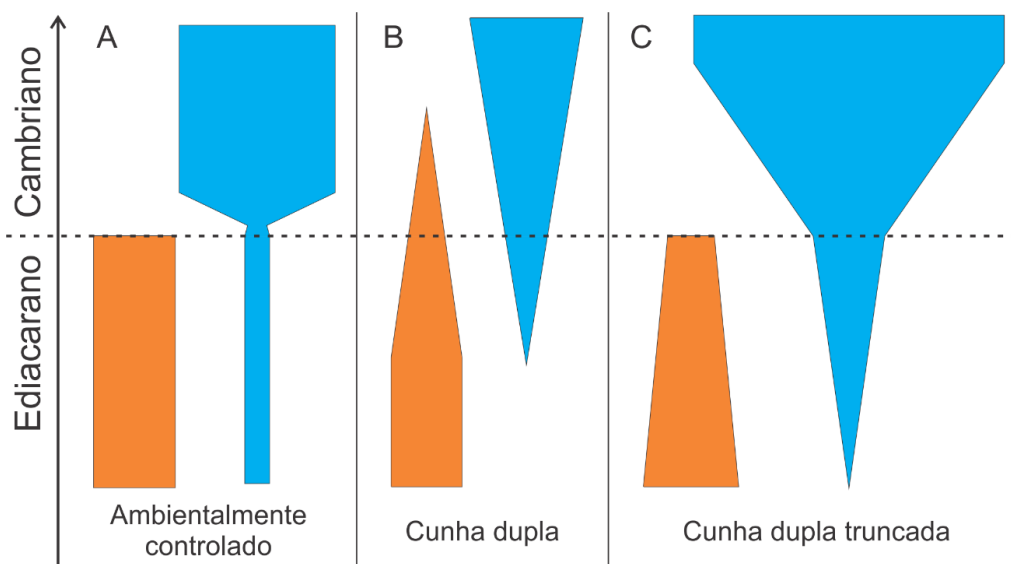


Figura 4: Modelos da transição faunística do limite E/C. Laranja: biota ediacarana; azul: biota cambriana (modificado de LINNEMANN et al., 2019).

Independentemente de qual modelo seja mais verossímil, evidências paleontológicas contra uma extinção total e abrupta da biota ediacarana surgem de assembleias mistas, como na Sibéria, sul da China, Namíbia e Cazaquistão, nas quais fósseis de cloudinomorfos foram encontrados coexistindo com exemplares típicos do Cambriano (YANG et al., 2016; ZHU et al., 2017; ZHURAVLEV et al., 2012). Segundo Cai et al. (2019), outras linhagens de organismos esqueletais ediacaranos também teriam passado o limite e coexistido no início do Fanerozoico. Neste sentido, Wood e Erwin (2018) e Wood et al. (2019) argumentam não existirem evidências convincentes para uma separação entre biotas ediacaranas e da base do Cambriano e afirmam que houve, de fato, uma substituição biótica gradual devido à crescente

dominação ecológica das faunas paleozoicas. Para tais autores, a transição teria ocorrido por meio de pulsos evolutivos forçados por instabilidade nas condições redox dos oceanos, principalmente em eventos de anoxia. A chamada “Explosão Cambriana” seria, neste modelo, parte de distintos pulsos evolutivos ocorridos do Ediacarano ao Ordoviciano.

Por outro lado, o modelo de transição faunística de Linnemann et al. (2019) também não se adequa perfeitamente e pode ser contestado devido à preservação de esteiras e ambientes típicos do Ediacarano na base do Cambriano (BUATOIS et al., 2014). Uma terceira hipótese baseada em dados geoquímicos ainda postula que a detecção de grande evento de anoxia observado ao longo da transição E-C poderia também estar relacionada à substituição da fauna ediacarana por meio de um evento de extinção (KIMURA; WATANABE, 2001; SCHRÖDER; GROTZINGER, 2007; TOSTEVIN et al., 2016; WILLE et al., 2008).

Observa-se, portanto, que evidências paleontológicas e geoquímicas apontam para direções distintas, considerando fatores intrínsecos e extrínsecos, respectivamente, como causas para a transição. Surgem, porém, tendências nas quais ambos os modelos podem ter atuado de maneira conjunta, como descrito por Darroch et al. (2018), Zhang et al. (2018) e Cribb et al. (2019), ou serem geneticamente conectados, como descrito por Kaufman (2018). Segundo o último autor, a perfuração do substrato por seres escavadores liberaria uma grande quantidade de gases reduzidos, como H_2S e CH_4 , que ao reagir com O_2 , produziriam a anoxia constatada.

4.1.4 Propostas de subdivisões do Período Ediacarano e desafios na definição do limite Ediacarano-Cambriano

Nos últimos anos, diferentes propostas vêm sendo apresentadas para uma subdivisão do Período Ediacarano, baseadas principalmente em correlações químico e bioestratigráficas (NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020).

Segundo Xiao e Narbonne (2020), duas propostas de correlações podem ser estabelecidas: a primeira, na qual o Ediacarano é subdividido em duas séries, inferior e superior (Figura 5), separadas pela anomalia isotópica encontrada em sucessões da China EN2 (ZHOU; XIAO, 2007), que é tentativamente relacionada à glaciação Gaskiers (CANFIELD et al., 2020; COHEN et al., 2009; CONDON et al., 2005; MACDONALD et al., 2013; SAWAKI et al., 2010); e a segunda, na qual a glaciação Gaskiers é correlacionada à anomalia EN3/Shuram (FIKE et al., 2006; HALVERSON et al., 2005, 2010; XIAO, 2004, 2008; XIAO et al., 2004; ZHOU et al., 2007). Nesta última, o Ediacarano seria subdividido em três séries, a inferior, média e superior (Figura 6), separadas pelas anomalias EN2 e EN3/Shuram.

Xiao et al. (2016) e Xiao e Narbonne (2020) ainda definem cinco estágios para a primeira proposta e seis para a segunda (figuras 5 e 6), dos quais três tem comum ocorrência nas duas: FES (*First Ediacaran Stage*, ou Primeiro Estágio Ediacarano), SES (*Second Ediacaran Stage*, ou Segundo Estágio Ediacarano) e TES (*Terminal Ediacaran Stage*, ou Estágio Ediacarano Terminal).

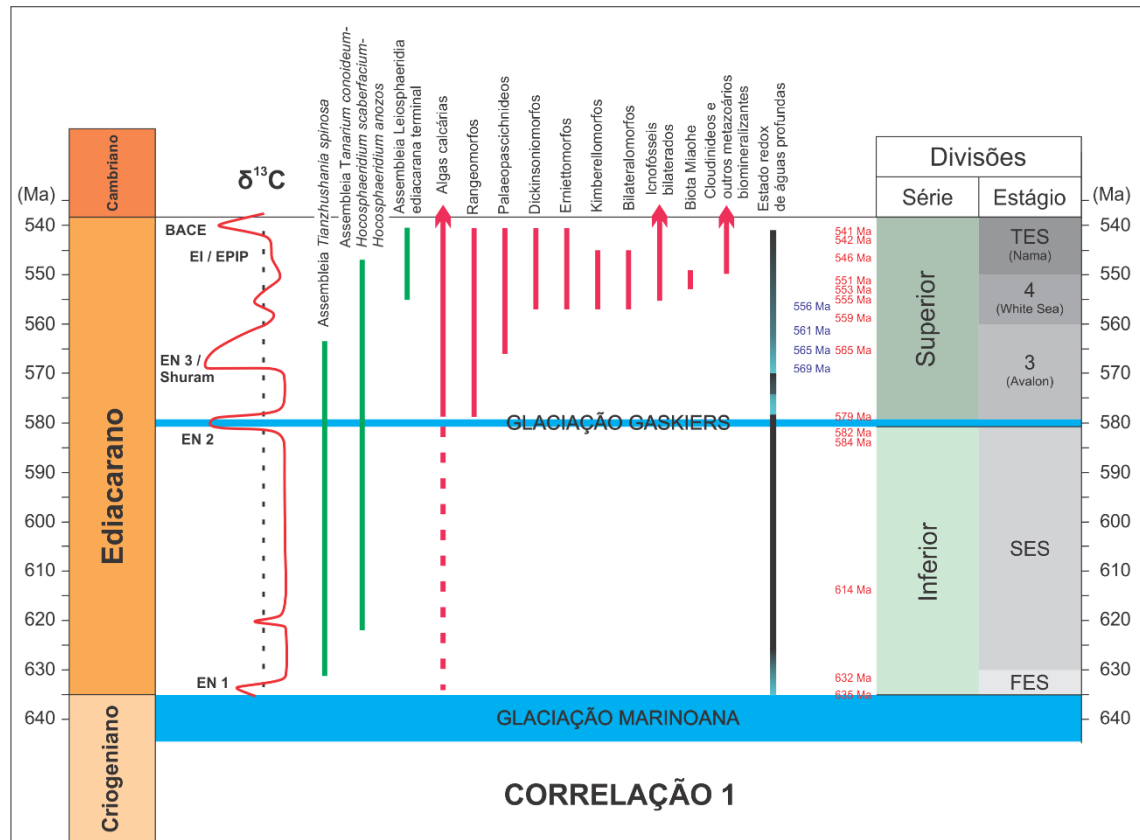


Figura 5: Primeira proposta de correlação para o Período Ediacarano e para a transição Ediacarano-Cambriano. EN: *Ediacaran Negative Excursion*; EI: *Ediacaran Intermediate Values*; FES: *First Ediacaran Stage*; SES: *Second Ediacaran Stage*; TES: *Terminal Ediacaran Stage*. Idades radiométricas em vermelho extraídas de Schmitz (2012) e em azul de Noble et al. (2015). Redox: azul = óxico; preto = anóxico (modificado de NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020).

O FES compreende as capas carbonáticas depositadas após a glaciação Marinoana, sendo caracterizado por valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (EN1 na China; ZHOU; XIAO, 2007). O SES, em ambas as propostas, compreende o período existente entre as anomalias negativas EN1 e EN2, sendo caracterizado por valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ e pela ascensão dos acritarcas acantomorfos (XIAO; NARBONNE, 2020). O terceiro estágio marca a principal diferença entre as duas propostas: na primeira, se encontra pós-Gaskiers (pertencente à série superior) e contém a anomalia EN3/Shuram; na segunda, se encontra pré-Gaskiers (pertencente à série média) e representa o intervalo de tempo entre as anomalias EN2 e EN3/Shuram. Os estágios 3, 4 e TES da primeira correlação e 4, 5 e TES da segunda, componentes da série superior, são muito

similares em ambas e representam as assembleias Avalon, White Sea e Nama, respectivamente. A principal diferença entre as duas propostas se encontra na duração da anomalia Shuram, sendo ~10 Ma na primeira e ~20 Ma na segunda (XIAO; NARBONNE, 2020).

O TES compreende os momentos finais do período Ediacarano. Suas mais notáveis características são os valores moderadamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$, o surgimento dos primeiros organismos com carapaças biomineralizadas (como por exemplo *Cloudina*, *Sinotubulites* e *Namacalathus*) e as primeiras escavações produzidas por treptichnídeos (JENSEN et al., 2000). Em sua porção superior, o início de uma tendência decrescente de $\delta^{13}\text{C}$, o aparecimento de *Treptichnus pedum* (consideradas as primeiras escavações complexas no registro geológico, BRASIER; COWIE; TAYLOR, 1994; GEYER; LANDING, 2017; LANDING, 1994; PENG; BABCOCK; COOPER, 2012) e a anomalia negativa BACE (ZHU; BABCOCK; PENG, 2006), marcam a transição para o Período Cambriano.

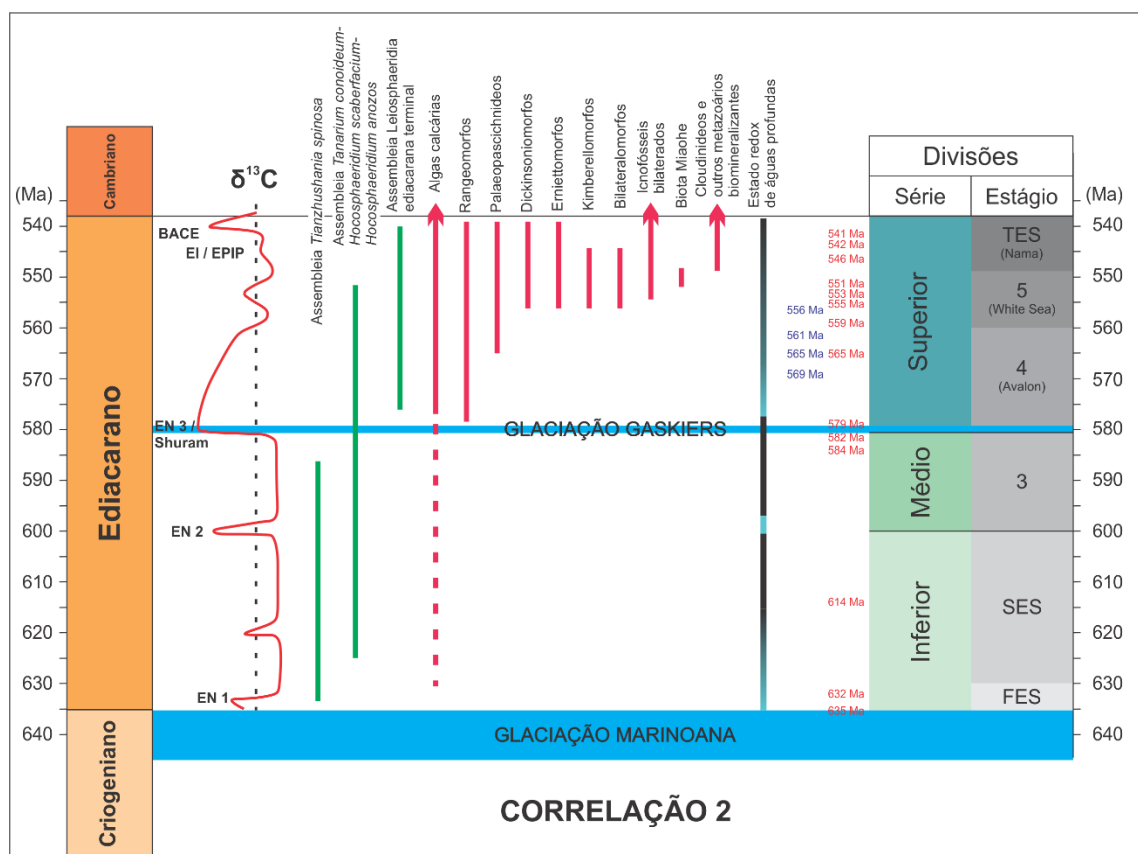


Figura 6: Segunda proposta de subdivisão e correlação para o período Ediacarano (modificado de NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020).

No que concerne ao Ediacarano terminal e sua passagem para o Cambriano, o estabelecimento de uma relação temporal entre os dados químo- e bioestratigráficos é bastante problemático. Isto se dá principalmente devido à mistura das biotas ediacarana e cambriana, variações locais nos valores isotópicos e ausência de níveis específicos apresentando idades

radiométricas confiáveis. Como exemplo destes fatores complicadores à correlação temos as sucessões da Sibéria, nas quais uma fauna mista ediacarana-cambriana ocorre durante o EPIP e antes da BACE (ZHU et al., 2017). No noroeste do Canadá, Cazaquistão e sul da China, ocorrência semelhante é encontrada próxima ao pico dos valores negativos da BACE (PYLE et al., 2006; YANG et al., 2016), enquanto nos EUA os primeiros exemplares típicos do Cambriano são encontrados somente após a BACE (SMITH et al., 2016a).

Os marcadores utilizados para o início do Cambriano também diferem de acordo com o local de estudo (ZHU et al., 2019). A idade de 541 Ma aceita para o limite Ediacarano-Cambriano até a publicação da Carta Cronoestratigráfica Internacional de 2022, advém da datação de uma camada de cinza vulcânica na base da BACE em Omã, que era interpretada como coeva à extinção de *Cloudina* (AMTHOR et al., 2003; BOWRING et al., 2007). Por outro lado, o limite da base do Cambriano, marcado pelo aparecimento do icnofóssil *Treptichnus pedum*, é formalmente definido em uma seção em Terra Nova, Canadá, sucessão na qual são ausentes níveis passíveis de datação (BRASIER; COWIE; TAYLOR, 1994; GEYER; LANDING, 2017; LANDING, 1994; PENG; BABCOCK; COOPER, 2012). Na Namíbia, Linnemann et al. (2019) obtiveram idades ao redor de 538,8 Ma para o limite E-C (valor atualmente aceito) em camadas de cinzas vulcânicas intercaladas a camadas portadoras de gêneros ediacaranos, como *Swartpuntia* e *Pteridinium*, e icnofósseis cambrianos, tais como *Streptichnus narbonnei* e *Treptichnus pedum*. Na Rússia, porém, a base do estágio Tommotiano (segundo do Cambriano) é considerada o limite E-C. Já na China, o marcador utilizado é a base da biozona de SSFs (*Small Shelly Fossils*) *Anabarites trisulcatus*-*Protoherzina anabarica* (QIAN et al., 2002; ZHU, 1997; ZHU et al., 2003), sendo propostas idades entre 542.6 ± 3.7 Ma e 535.2 ± 1.7 Ma para a passagem E-C (CHEN et al., 2015a).

De acordo com Zhu et al. (2019), a utilização do aparecimento de *T. pedum* como marcador do limite E-C é problemática devido ao diacronismo observado em tais ocorrências, fazendo com que fósseis típicos do Cambriano sejam realocados ao Ediacarano em alguns locais. A utilização da biozona de SSFs também é criticada devido à sua relação problemática com a BACE, ocorrendo juntamente a cloudinídeos abaixo da anomalia negativa na Sibéria (ZHU et al., 2017). Esta e outras ocorrências, como anteriormente frisado, sugerem uma transição gradual entre tais biotas, dificultando a utilização de biozonas como parâmetro diagnóstico entre os dois períodos. Deste modo, Zhu et al. (2019) defendem que a base do Cambriano seja redefinida de acordo com critérios geoquímicos, para o intervalo de início da transição dos valores positivos do EPIP para os negativos da BACE (540.7–539.6 Ma; ZHU et al., 2019). Na última revisão geral publicada para o Ediacarano, Xiao e Narbonne (2020)

utilizam a idade de 538,8 Ma proposta por Linnemann et al. (2019) para o limite E-C, o que foi formalizado na publicação deste ano da Carta Cronoestratigráfica Internacional de 2022.

4.2 Análise de isótopos estáveis (carbono e oxigênio) em rochas carbonáticas

Isótopos são átomos de um mesmo elemento (ou seja, mesmo número atômico) dotados de diferentes números de nêutrons, possuindo, assim, massas diferentes. O carbono possui dois isótopos estáveis (isto é, que não sofrem decaimento radioativo): ^{12}C e ^{13}C ; enquanto o oxigênio, três: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O (ROSMAN; TAYLOR, 1998). Diferentes processos naturais, biogênicos ou abiogênicos, tendem a fracionar a composição isotópica do material utilizado e consequentemente enriquecer ou empobrecer seus produtos em algum dos isótopos citados acima. Tais enriquecimentos/empobrecimentos relativos são calculados de acordo com um padrão pré-estabelecido (VPDB neste trabalho) e expressos como uma notação δ a partir das seguintes equações (ARMSTRONG; BRASIER, 2013):

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

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

Entre os processos que promovem fracionamento, pode-se citar mudanças na temperatura, produtividade primária, salinidade, volume de gelo, entre outros (HOEFS, 2018; SHARP, 2017a, 2017b). Dessa maneira, o estudo da assinatura isotópica e do fracionamento existente nos materiais geológicos configura importante ferramenta para o conhecimento das condições químicas de nosso planeta ao longo das eras geológicas, fato conhecido desde os estudos de paleotemperatura realizados por Urey (1947) e Emiliani (1955). A seguir, é apresentada uma breve revisão dos parâmetros de fracionamento do carbono inorgânico, orgânico e do oxigênio, bem como seus significados paleoambientais.

4.2.1 Parâmetros de fracionamento do carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)

Precipitação e temperatura

A precipitação de carbonatos produz pouco fracionamento entre o carbono incorporado e o reservatório de carbono inorgânico dissolvido (CID), e a razão $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ das rochas carbonáticas é pouco sensível à mudanças na temperatura (por volta de 0,035‰/°C segundo

LYNCH-STIEGLITZ, 2003). Sendo assim, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de rochas carbonáticas precipitadas biologicamente ou inorganicamente, são muito próximos do valor do CID dos oceanos (HOEFS, 2018; MASLIN; SWANN, 2005; SALTZMAN; THOMAS, 2012; SHARP, 2017b).

Produtividade primária, oxidação e soterramento de matéria orgânica

A fotossíntese realizada por seres autotróficos (algas, plantas) no oceano tende a consumir o isótopo mais leve (^{12}C) devido ao menor custo energético (SHARP, 2017b), gerando matéria orgânica com assinatura $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ fortemente negativa. Caso essa matéria orgânica seja efetivamente soterrada, este processo aumentará positivamente a razão $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ do reservatório de CID do ambiente. Portanto, rochas carbonáticas precipitadas em ambientes com alta produtividade primária tendem a possuir razões $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ mais positivas (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; HOEFS, 2018; KAUFMAN; KNOLL, 1995; MCCONNAUGHEY et al., 1997; SHARP, 2017b).

Devido ao fato de a matéria orgânica possuir assinatura isotópica de C fortemente negativa, a reincorporação de grande quantidade de ^{12}C à coluna d'água pode causar forte diminuição na razão $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ do CID oceânico. Entre os processos que podem resultar nesse fenômeno estão a oxidação e a ressurgência. A oxidação, seja pelo oxigênio em si ou por outros processos (como redução bacteriana de sulfato), remineraliza a matéria orgânica e reincorpora sua alta concentração de ^{12}C ao CID (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; SHARP, 2017b). Um efeito similar é produzido em locais onde correntes ressurgentes levam águas depletadas em ^{12}C advindas do fundo oceânico em direção à superfície, onde são também remineralizadas e incorporadas ao CID (ARMSTRONG; BRASIER, 2013). Por outro lado, fatores como o aumento de produtividade primária (FROELICH; BENDER; LUEDTKE, 1982), altas taxas de sedimentação (BERNER; CANFIELD, 1989) e anoxia em águas profundas (DERRY; KAUFMAN; JACOBSEN, 1992), tendem a aumentar a taxa de soterramento de matéria orgânica nos sedimentos, removendo ^{12}C da coluna d'água e produzindo valores positivos da razão $\delta^{13}\text{C}$ do CID oceânico (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; DERRY; KAUFMAN; JACOBSEN, 1992; HAYES; STRAUSS; KAUFMAN, 1999; KUMP; ARTHUR, 1999; MASLIN; SWANN, 2005; SHACKLETON, 1987; SHARP, 2017b). A diagênese orgânica (bacteriana) pode induzir a recristalização e cimentação nos poros de sedimentos ricos em matéria orgânica (COLEMAN, 1985; IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977), modificando a química dos fluidos dos poros (ADER et al., 2009). A composição isotópica do CID resultante deste processo difere fortemente dos valores originais, podendo variar entre valores fortemente

negativos (-60 ‰), produzidos por metanotrofismo, ou positivos (+15 ‰), produzidos por metanogênese induzida por atividade biológica (ADER et al., 2009; IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977; MAZZULLO, 2000; MEISTER et al., 2007).

Carbonatos autigênicos

Carbonatos autigênicos são quaisquer minerais carbonáticos precipitados *in situ* na interface água-sedimento ou nas águas dos poros dos sedimentos (SCHRAG et al., 2013). A redução de ferro e sulfato aumenta a alcalinidade do meio, elevando a saturação de Ca e permitindo a precipitação de carbonatos, além de produzir CID depletado em ^{13}C por meio de oxidação de matéria orgânica ou metano (LAAKSO; SCHRAG, 2020; SCHRAG et al., 2013). Devido a isso, carbonatos autigênicos tipicamente possuem assinatura $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ muito negativa, em torno de -18 ‰ (MEISTER et al., 2007; NAEHR et al., 2007). Porém, tais minerais também podem se formar com CID enriquecido em ^{13}C caso a geração ocorra em porção mais profunda da coluna de sedimentos, onde a metanogênese é o processo dominante, fornecendo CO_2 para a geração de carbonatos. Nesse caso, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ podem chegar a +20 ‰, embora sejam muito menos comuns devido ao fato de a metanogênese não gerar alcalinidade ou supersaturação em Ca (BLÄTTLER; MILLER; HIGGINS, 2015; LAAKSO; SCHRAG, 2020).

Alteração pós-deposicional

A razão $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é menos afetada por fluidos pós-deposicionais do que a razão $\delta^{18}\text{O}$. Porém, caso seja detectada uma alta taxa de alteração (principalmente meteórica), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ provavelmente serão mais negativos devido à tendência de maior concentração de ^{12}C nestes fluidos (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; SHARP, 2017b).

4.2.2 Parâmetros de fracionamento do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)

Destilação Rayleigh e volume de gelo

No ciclo da água, uma maior quantidade de ^{16}O é evaporado do oceano e posteriormente precipitado na forma de chuva, pelo fato de este ser um isótopo mais leve. Através de um fenômeno denominado de Destilação Rayleigh, as nuvens se formam em baixa latitude e se movem em direção aos polos, precipitando primeiramente os isótopos mais pesados (^{18}O) e carregando os mais leves para latitudes mais altas (ARMSTRONG; BRASIER, 2013). Deste modo, a chuva e a neve das altas latitudes são naturalmente enriquecidas em ^{16}O e o gelo

estocado nas calotas polares constitui grande reservatório deste isótopo mais leve (SHARP, 2017a). Em um contexto de intervalos glaciais e interglaciais, é esperado que rochas carbonáticas precipitadas em águas marinhas em períodos glaciais possuam um sinal de $\delta^{18}\text{O}$ mais positivo, devido à pronunciada incorporação de isótopos leves em geleiras. Por outro lado, em intervalos interglaciais, quando há a liberação em massa de águas ricas em ^{16}O , é esperado que os carbonatos possuam sinal $\delta^{18}\text{O}$ mais negativo (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; ROHLING; COOKE, 1999; SHARP, 2017a).

Temperatura, evaporação e salinidade

Carbonatos precipitados em águas quentes tendem a incorporar mais ^{16}O do que aqueles precipitados em águas frias, que incorporam preferencialmente ^{18}O . Esse efeito resulta em um fracionamento de, aproximadamente, 0,22‰/°C (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; HOEFS, 2018). Porém, em bacias restritas, a evaporação ocupa um papel de maior importância no fracionamento isotópico, já que os isótopos mais leves são retirados do sistema com maior facilidade junto ao vapor (SHARP, 2017a). Desta forma, ambientes altamente evaporativos tendem a ser enriquecidos em ^{18}O e a gerar sinais de $\delta^{18}\text{O}$ positivos; por outro lado, ambientes restritos com baixas taxas de evaporação tendem a gerar sinais $\delta^{18}\text{O}$ negativos (ALLAN; MATTHEWS, 1982; THUNELL; WILLIAMS; HOWELL, 1987), como evidenciado por carapaças de ostracodes de lagos glaciais (HAMMARLUND; KEEN, 1994). A salinidade também influencia o sinal isotópico, devido à água doce possuir muito mais ^{16}O do que a água do mar (por destilação e evaporação). Portanto, carbonatos precipitados em água doce ou em ambiente sob sua influência tendem a incorporar mais ^{16}O , gerando sinais $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos do que aqueles precipitados em águas marinhas (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; ROHLING; COOKE, 1999). Em águas hipersalinas, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a se tornar mais positivos, já que tais ambientes estão geralmente associados a locais com altas taxas de evaporação (ALLAN; MATTHEWS, 1982; SHARP, 2017a).

Diagênese

A razão $\delta^{18}\text{O}$ é fortemente modificada pela atuação de processos diagenéticos, seja por soterramento (mesodiagênese) ou por influência de águas meteóricas (eo ou telodiagênese), principalmente devido à percolação de fluidos que geram cimentação, dissolução e precipitação de fase carbonática secundária (JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; SHARP, 2017a). Em ambos os casos, tais fluidos tendem a carregar isótopos mais leves, tornando as razões das rochas por

onde passam mais negativas (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; BANNER; HANSON, 1990; BRAND; VEIZER, 1980; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; SHARP, 2017a).

4.3 Geoquímica de elementos maiores e traço e avaliação do sinal isotópico original

Os valores de isótopos de C e O são amplamente utilizados para a definição de parâmetros paleoambientais e sua confiabilidade depende de refletirem os valores deposicionais originais. Caso sejam detectadas alterações significativas, as interpretações não possuirão implicações paleoambientais confiáveis (KUZNETSOV et al., 2008). Diversos métodos são empregados para aferir a confiabilidade dos dados, dos quais se destacam o estabelecimento de razões geoquímicas de elementos maiores e traço, a relação de covariância entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e o valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ (BRAND; VEIZER, 1980; FÖLLING; FRIMMEL, 2002; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; KAUFMAN; KNOLL, 1995; MELEZHIK et al., 2001; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994). As razões geoquímicas elementares envolvem cálculos simples entre elementos maiores com raios atômicos similares (Mn, Fe, Mg e Ca) e traços (Rb e Sr) para a definição do grau de alteração pós/deposicional e/ou contaminação de uma determinada amostra (BRAND; VEIZER, 1980; FÖLLING; FRIMMEL, 2002; LIU; WANG; MACDONALD, 2018; LIU; WANG; RAUB, 2013).

Diferenças de composição química entre soluções epigenéticas e a água do mar comumente levam à precipitação de uma fase carbonática secundária enriquecida em Mn, Fe e Pb, além de depletada em Na e Sr, devido à maior mobilidade destes elementos (BANNER; HANSON, 1990; BRAND; VEIZER, 1980; CHAUDHURI; CLAUER, 1993; KUZNETSOV et al., 2003, 2008). Segundo Derry, Kaufman e Jacobsen (1992), Kaufman, Jacobsen e Knoll (1993), Narbonne, Kaufman e Knoll (1994) e Jacobsen e Kaufman (1999), razões Mn/Sr < 2~3 e Fe/Sr < 20 seriam indicativas de amostras não alteradas, enquanto Kaufman e Knoll (1995) e Fölling e Frimmel (2002) afirmam que amostras com Mn/Sr < 10 e Fe/Sr < 50 comumente apresentam sinal isotópico pouco alterado.

Outras razões elementares também podem ser utilizadas para aferir o grau de confiabilidade do sinal isotópico, como por exemplo Mg/Ca e Rb/Sr. A razão Mg/Ca é utilizada como um indicador do grau de dolomitização das amostras analisadas. Segundo Derry et al. (1994), amostras que apresentam razão Ca/Mg < 8 (e.g. Mg/Ca > 0,125) são consideradas, ao menos, parcialmente dolomitizadas. A razão Rb/Sr também pode refletir a interação da rocha com fluidos pós-deposicionais (BANNER; HANSON, 1990; BRAND; VEIZER, 1980). Segundo Kaufman e Knoll (1995), amostras com Rb/Sr > 0,001 devem ser consideradas

alteradas, enquanto Asmerom et al. (1991) e Jacobsen e Kaufman (1999) sugerem $Rb/Sr > 0,004$ e $0,005$, respectivamente. Além disso, as razões Rb/Sr , Mn/Sr e Fe/Sr também podem ser indicativas de contaminação por sedimentos terrígenos. De acordo com Liu, Wang e Macdonald (2018) e Liu, Wang e Raub (2013), amostras que apresentem altos valores destas razões possivelmente sofreram contaminação por argilominerais. Considerando os parâmetros acima descritos, preferiu-se adotar no presente trabalho os limites mais conservadores de $Mn/Sr < 2$, $Fe/Sr < 20$, $Mg/Ca < 0,125$ e $Rb/Sr < 0,005$, para assegurar a utilização de amostras seguramente não alteradas.

Fluidos pós-deposicionais tendem a concentrar isótopos leves, levando a uma diminuição nos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ (ARMSTRONG; BRASIER, 2013; BANNER; HANSON, 1990; BRAND; VEIZER, 1980; FÖLLING; FRIMMEL, 2002; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999). Carbonatos de idade neoproterozoica considerados detentores de sinal isotópico original geralmente apresentam valores de $\delta^{18}O$ maiores que -10‰ . Deste modo, amostras com valores de $\delta^{18}O$ entre -10‰ e -14‰ se encontram potencialmente alteradas, enquanto valores menores são considerados totalmente alterados e, portanto, não devem ser considerados para fins de interpretação paleoambiental (FÖLLING; FRIMMEL, 2002; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; KAUFMAN; KNOLL, 1995; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994).

O gráfico de correlação entre os valores $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ é também utilizado para aferir o grau de interferência de fluidos pós-deposicionais no sinal isotópico original, partindo da premissa de que sua ação irá gerar alterações covariantes. Portanto, uma correlação baixa indicaria ausência de alteração, desde que os valores de $\delta^{18}O$ sejam maiores que -10‰ . Devido à maior susceptibilidade à alteração dos isótopos de oxigênio, valores menores que -10‰ de $\delta^{18}O$ que não apresentem covariância com às razões equivalentes de $\delta^{13}C$ são interpretados como alterados devido à interação com fluidos pós-deposicionais (FÖLLING; FRIMMEL, 2002).

5 GEOLOGIA REGIONAL

Na porção norte do Paraguai, sucessões sedimentares terrígenas e carbonáticas neoproterozoicas são agrupadas no Grupo Itapucumi (Figura 7, HARRINGTON, 1950; WARREN et al., 2019). Essa unidade ocorre como uma estreita faixa marginal próxima ao rio Paraguai e em uma extensa área que circunda e recobre discordantemente as rochas ígneas e metamórficas do Cráton do Rio Apa (WARREN et al., 2019). As ocorrências mais ocidentais são intensamente deformadas e localmente metamorfizadas na zona da clorita, caracterizando uma estrutura regional denominada Faixa Móvel Vallemi, constituída por falhas inversas com vergência para leste associadas à dobras com flancos invertidos (CAMPANHA et al., 2010; WARREN et al., 2011). As ocorrências mais orientais são, por sua vez, caracterizadas pela presença de sucessões não-deformadas de carbonatos e, subordinadamente, sedimentos terrígenos (WARREN et al., 2019).

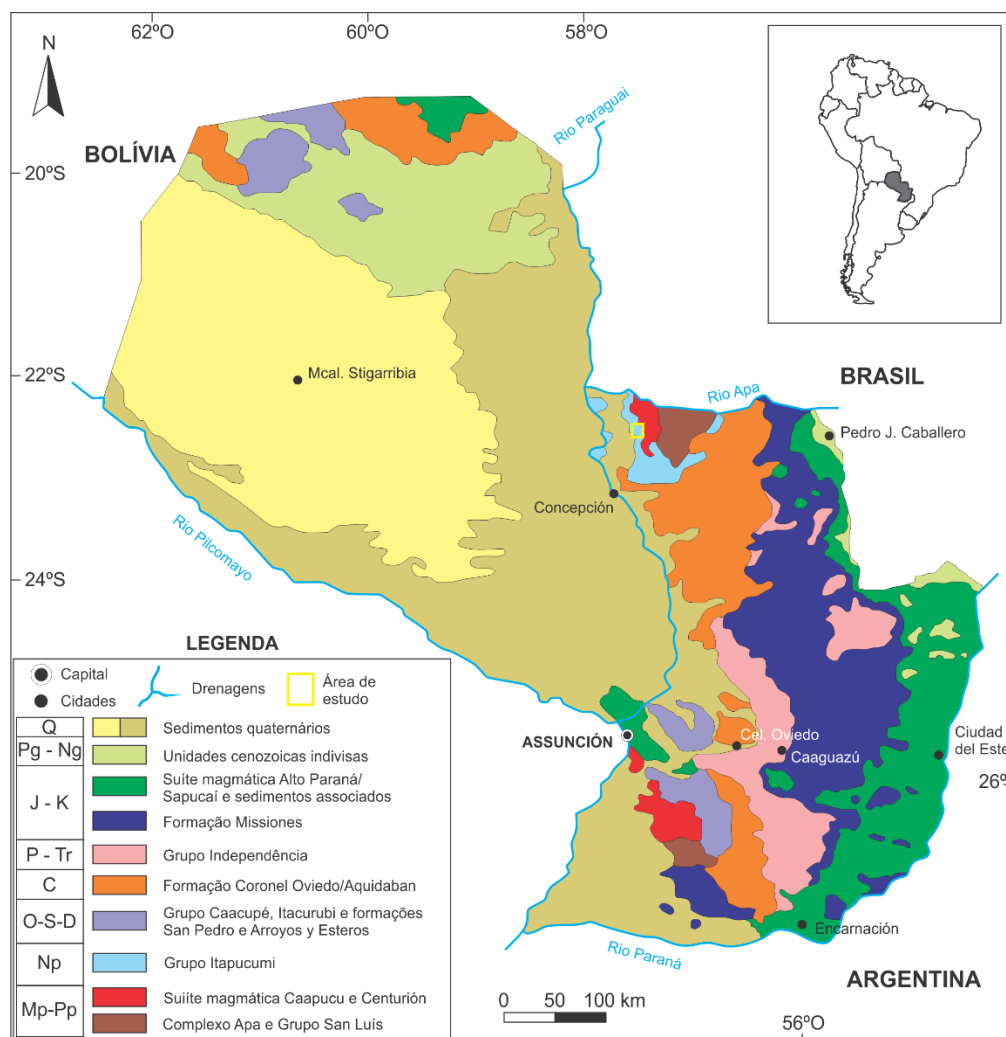


Figura 7: Mapa geológico simplificado do Paraguai destacando a faixa de afloramento das rochas do Grupo Itapucumi e a área de estudo em amarelo (modificado de WARREN, 2011).

Além das diferenças observadas nos âmbitos de deformação e metamorfismo, os domínios de faixa móvel e cobertura cratônica também divergem em espessura e litologia. O domínio da Faixa Móvel Vallemi possui até 400 m de espessura e compreende afloramentos da base para o topo das formações Vallemi, Camba Jhopo e Cerro Curuzu (WARREN et al., 2019). Já o domínio de cobertura cratônica possui aproximadamente 50 m de espessura e compreende raros afloramentos da Formação Vallemi e amplas áreas de exposição da Formação Tagatiya Guazu (Figura 8, WARREN, 2011; WARREN et al., 2017, 2019).

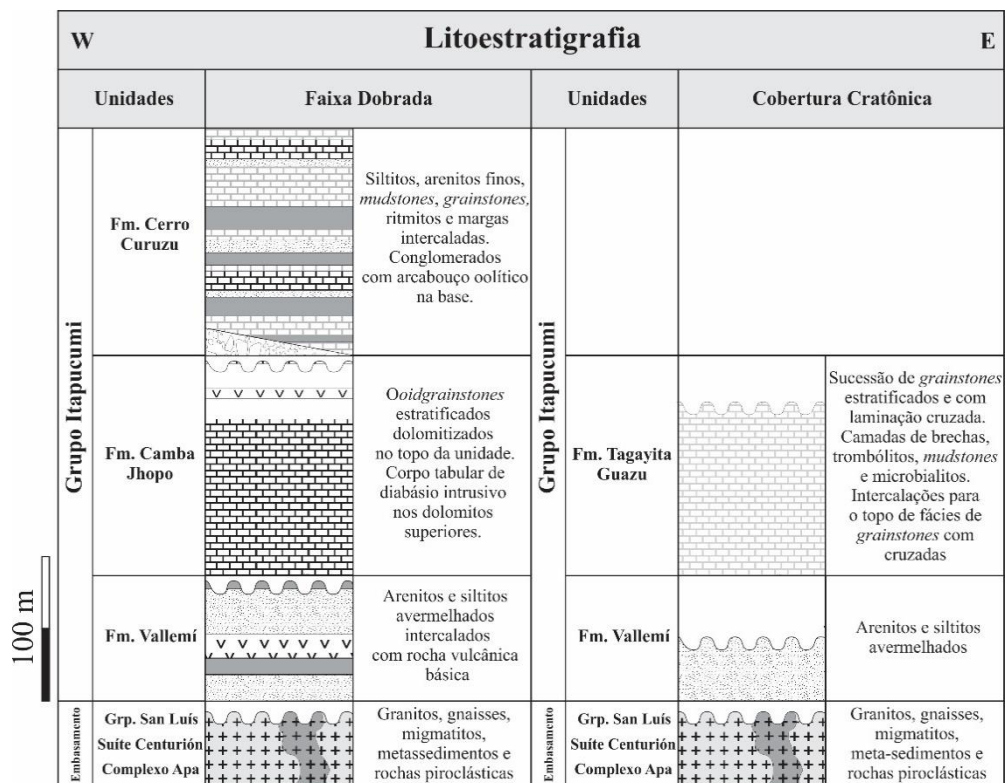


Figura 8: Coluna litoestratigráfica integrada para o Grupo Itapucumi subdividido nos domínios tectono-estratigráficos de faixa dobrada e cobertura cratônica (modificado de WARREN, 2011).

A Formação Vallemi é constituída por conglomerados e arenitos imaturos, que gradam para sucessões rítmicas entre argilitos, margas e calcários impuros (BOGGIANI, 1998; BOGGIANI et al., 2004; ECKEL, 1959; HARRINGTON, 1950; WIENS, 1986). Segundo os levantamentos de Warren (2011), seus afloramentos mais ocidentais são constituídos, da base para o topo, por sucessão de arenitos feldspáticos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo, argilitos maciços, rochas vulcânicas básicas e siltitos laminados e fácies heterolíticas. Os afloramentos à leste são raros, com predominância de arenitos vermelhos e siltitos/argilitos. Tal unidade é interpretada como relacionada às fases iniciais da abertura de pequenas bacias de rifte (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

A Formação Camba Jhopo, segundo Warren (2011), se inicia com calcários oolíticos de espessura métrica, sucedidos por escassos níveis de estromatólitos cônicos. Acima, observam-se *grainstones* oolíticos grossos a muito grossos dispostos em camadas lenticulares e tabulares com granodecrescência ascendente. Um espesso (~100 m) pacote de calcários oolíticos dá continuidade à sucessão, composto de camadas lenticulares e cuneiformes com estratificações cruzadas e de baixo ângulo. No topo, ocorrem *grainstones* oolíticos com estratificação de baixo ângulo, sobrepostos por pacote homogêneo de dolomitos brancos e rosados além de ritmitos, margas ou conglomerados. Tal unidade é interpretada como depositada em contexto de cinturões de barramento constituídos por barras oolíticas em ambiente de rampa carbonática intermediária (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

A Formação Tagatiya Guazu, foco deste trabalho, é uma unidade não-deformada e não-metamorfizada que ocorre apenas ao leste da área de estudo, sendo correlata lateral à Formação Camba Jhopo. Encontra-se, em grande parte, assentada diretamente sobre o embasamento paleoproterozoico, podendo também estar localmente em contato discordante erosivo com a Formação Vallemi (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

De maneira geral, esta unidade é caracterizada pelo predomínio de trombólitos e oncólitos, intercalados com microbialitos com laminação horizontal, brechas, *ooidgrainstones* e *grainstones* com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo. Localmente, ocorrem *grainstones* com laminação cruzada por onda e corrente, e camadas delgadas de *mudstones* e *grainstones* com feixes de marés. Tal sucessão possui expressivo conteúdo fóssilífero, representado por espécimes como *Cloudina* sp., *Corumbella* sp. e *Namacalathus* sp., assim como icnofósseis pertencentes aos gêneros *Planolites* e *Archaeonassa* (Figura 9, WARREN et al., 2011, 2012, 2017). A falta de evidências de transporte hidráulico permite classificar tais bioclastos como autóctones ou para-autóctones (WARREN et al., 2013). Os depósitos transicionam lateralmente para *ooidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada de espessura métrica e *grainstones* com estratificação cruzada de baixo ângulo e acanalada, intercalados com *grainstones* com laminação cruzada por onda (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

Warren (2011) e Warren et al. (2019) interpretam as formações Tagatiya Guazu e Camba Jhopo como lateralmente equivalentes devido às relações de contato de ambas com as rochas que as recobrem, além de semelhanças de espessura e assembleia fóssil. Segundo tais autores, a Formação Tagatiya Guazu apresenta associação de fácies típica de sistema lagunar de perimaré e costeiro dominado por ondas, sendo formalmente definida como detentora de depósitos que atingem até 120 m de espessura (Figura 10). Porém, levantamentos recentes na

área de estudo indicam que boa parte da sucessão de sistemas dominados por onda (topo) seriam correlatos laterais da sucessão de sistema lagunar de perimaré (base), reduzindo substancialmente a espessura da formação para aproximadamente 50 m. Tal corpo d'água seria confinado pelo sistema de cordões oolíticos lateralmente correlato a oeste (Formação Camba Jhopo). A sucessão, de rampa interna, é caracterizada por águas rasas, propícias à formação de oóides e de biohermas constituídas por trombólitos e estromatólitos.

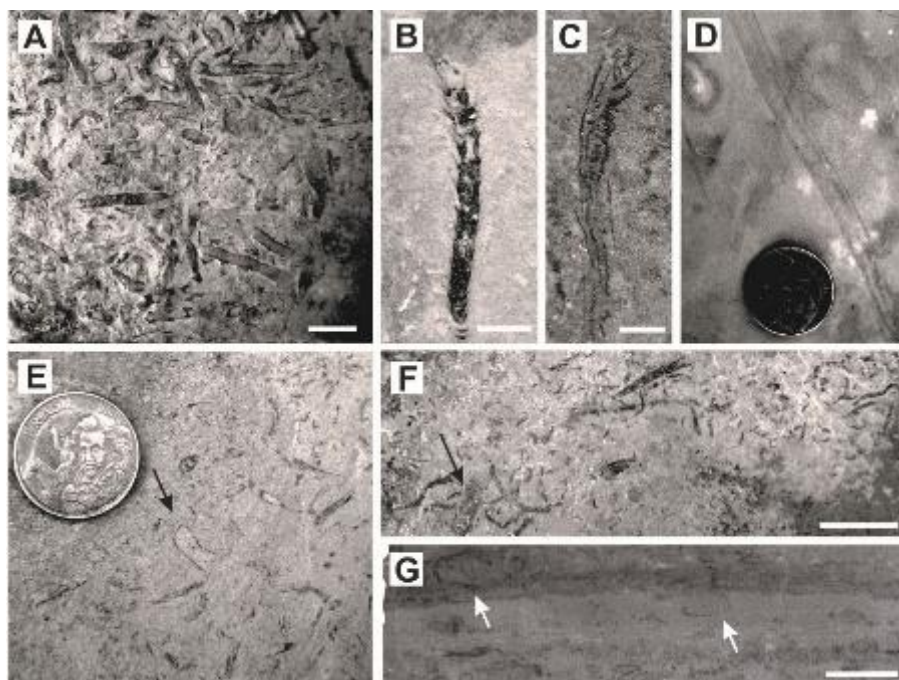


Figura 9: Exemplos de fósseis e icnofósseis encontrados na Formação Tagatiya Guazu. A. Concentração de fragmentos de *Cloudina* sp. B. Exemplar muito bem preservado de *Cloudina* sp. C. Exemplar de *Corumbella wernerii*. D. Icnofóssil bilobado atribuído ao icnogênero *Archaeonasssa*. E, F e G. Exemplos de fragmentos dispersos de *Cloudina* sp. e *Namacalathus* sp (setas pretas). Escalas: 1 cm em A e F; 0,25 em B e 0,5 cm em C e G. A moeda em D e E possui 1 cm de diâmetro (extraído de WARREN et al., 2017).

Em termos quimioestratigráficos, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Tagatiya Guazu são de cerca de 2,5 ‰ (Figura 10; WARREN et al., 2019), possivelmente correlacionáveis ao platô positivo de $\delta^{13}\text{C}$ (EPIP) encontrado em sucessões contendo *Cloudina* ao redor do globo (AMTHOR et al., 2003; BOGGIANI et al., 2010; GAUCHER; GERMS, 2009; GROTZINGER et al., 1995; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; ZHOU; XIAO, 2007). A ocorrência de amostras com indivíduos de *Cloudina in situ*, além de outros organismos típicos (Figura 9), permitiu a Warren (2011) e Warren et al. (2011, 2012, 2013) restringir a deposição da parte intermediária do Grupo Itapucumi (i.e., formações Tagatiya Guazu e Camba Jhopo) entre 549 e 542 Ma (AMTHOR et al., 2003; GROTZINGER et al.,

1995), sendo o limite mais jovem posteriormente recalibrado para 538,8 Ma de acordo com Linnemann et al. (2019) e Xiao e Narbonne (2020).

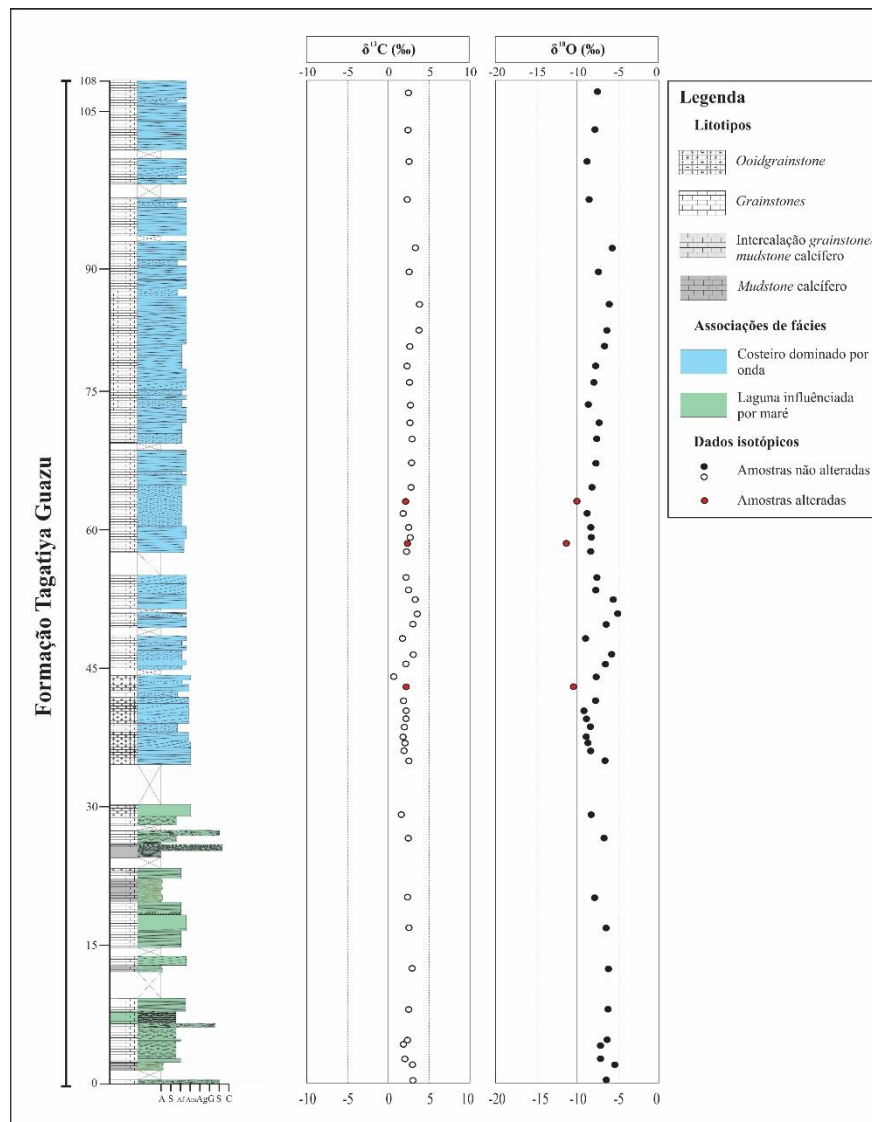


Figura 10: Seção colunar e dados isotópicos de C e O da Fm. Tagatiya Guazu (modificado de WARREN, 2011).

A Formação Cerro Curuzu é caracterizada por seu caráter sedimentar misto. Com espessuras que superam 115 m, possui porção basal (~40 m) representada por intercalações de ritmitos constituídos por lâminas e camadas de *ooidgrainstones* brancos, margas e *mudstones* betuminosos pretos. A porção de topo (~80 m) é constituída por pacotes de margas, *mudstones* roxos e avermelhados, quartzo-arenitos finos e maciços e *grainstones* finos com laminação plano-paralela ou laminação cruzada por onda. Sua porção basal é interpretada como resultante de deposição na porção profunda de uma rampa carbonática externa, abaixo da superfície de ondas de tempestade. Esta é sucedida por deposição em ambiente mais raso, porém ainda abaixo da superfície de ondas de tempo bom (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

Em conjunto, as associações de fácies descritas são interpretadas como representativas de um modelo de deposição em rampa carbonática rasa, com barramento por cinturão oolítico de direção NE/SW e abertura para W/SW (Figura 11, WARREN, 2011; WARREN et al., 2019).

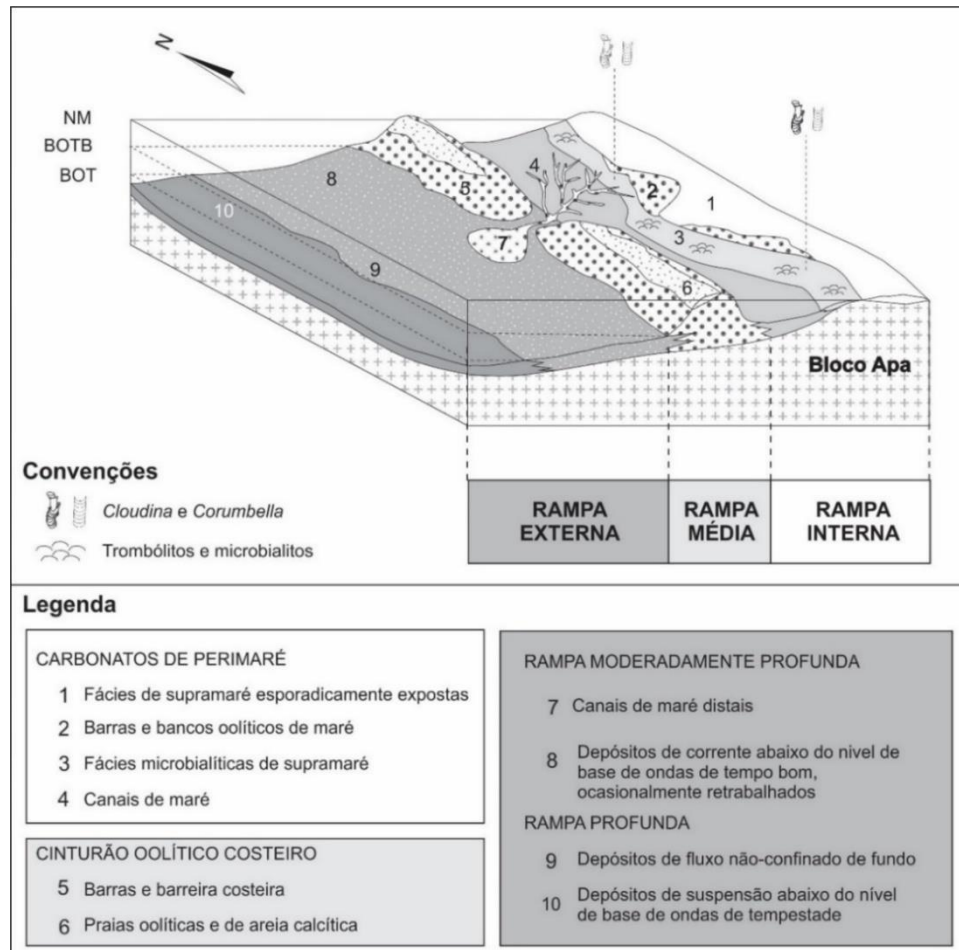


Figura 11: Modelo deposicional de rampa carbonática para o Grupo Itapucumi, com exceção da Formação Vallemí. NM: nível do mar; BOTB: base de ondas de tempo bom; BOT: base de ondas de tempestade (modificado de WARREN et al., 2019).

6 RESULTADOS

6.1 Descrição e interpretação de fácies sedimentares

Duas seções colunares (figuras 12 e 13) foram descritas no presente trabalho. A seção PL-I ($22^{\circ}28'49''\text{S}$; $57^{\circ}34'25''\text{O}$) possui aproximadamente 23 m de espessura, tendo sido adquirida ao longo de corte de estrada que conecta a capital da província, Concepción, ao município de Vallemi (Figura 14). A seção PL-III ($22^{\circ}34'54''\text{S}$; $57^{\circ}33'22''\text{O}$) possui aproximadamente 26 m de espessura e foi adquirida em cava desativada de mineração (Figura 15). Ambas as seções apresentam mergulho inferior a 5° para W-SW e ausência de metamorfismo e alteração meteórica significativa.

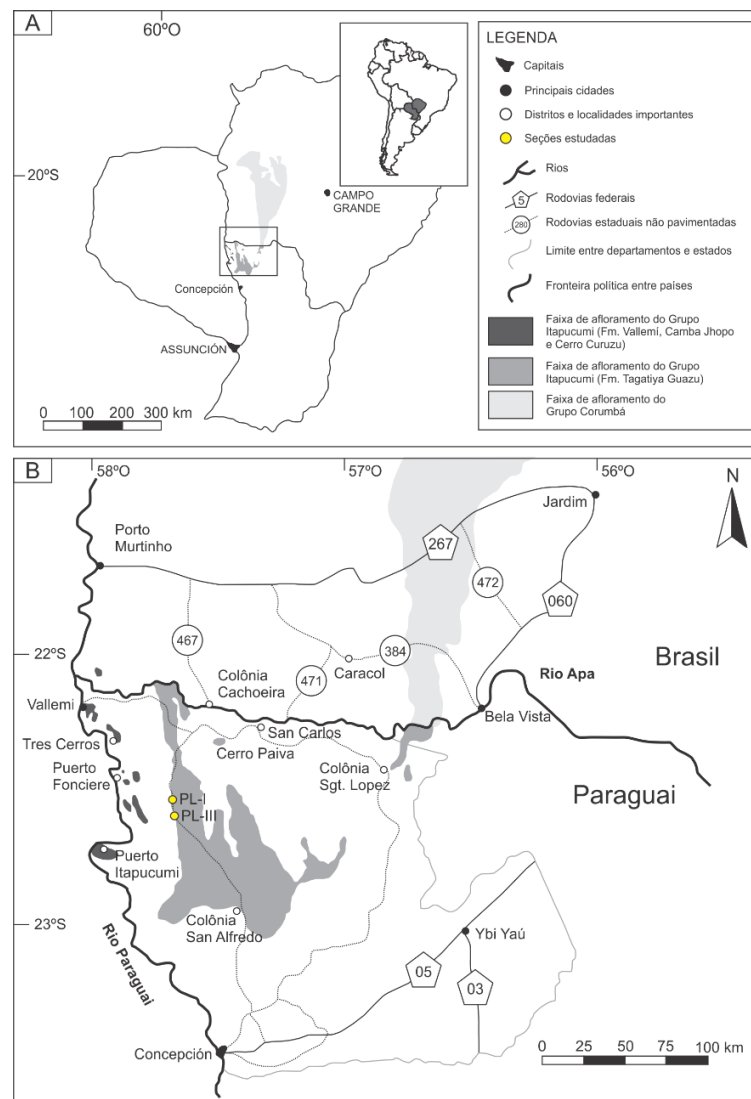


Figura 12: Faixas de afloramento do Grupo Itapucumi e localização das seções colunares estudadas. A: Localização na América do Sul; B: Vista em detalhe da província de Concepción, com principais vias de acesso (modificado de WARREN, 2011).

Quatorze distintas fácies sedimentares foram observadas ao longo das duas seções colunares (Figura 13) e são descritas quanto a seus aspectos sedimentológicos. Uma síntese da descrição e interpretação das fácies pode ser observada na Tabela 1.

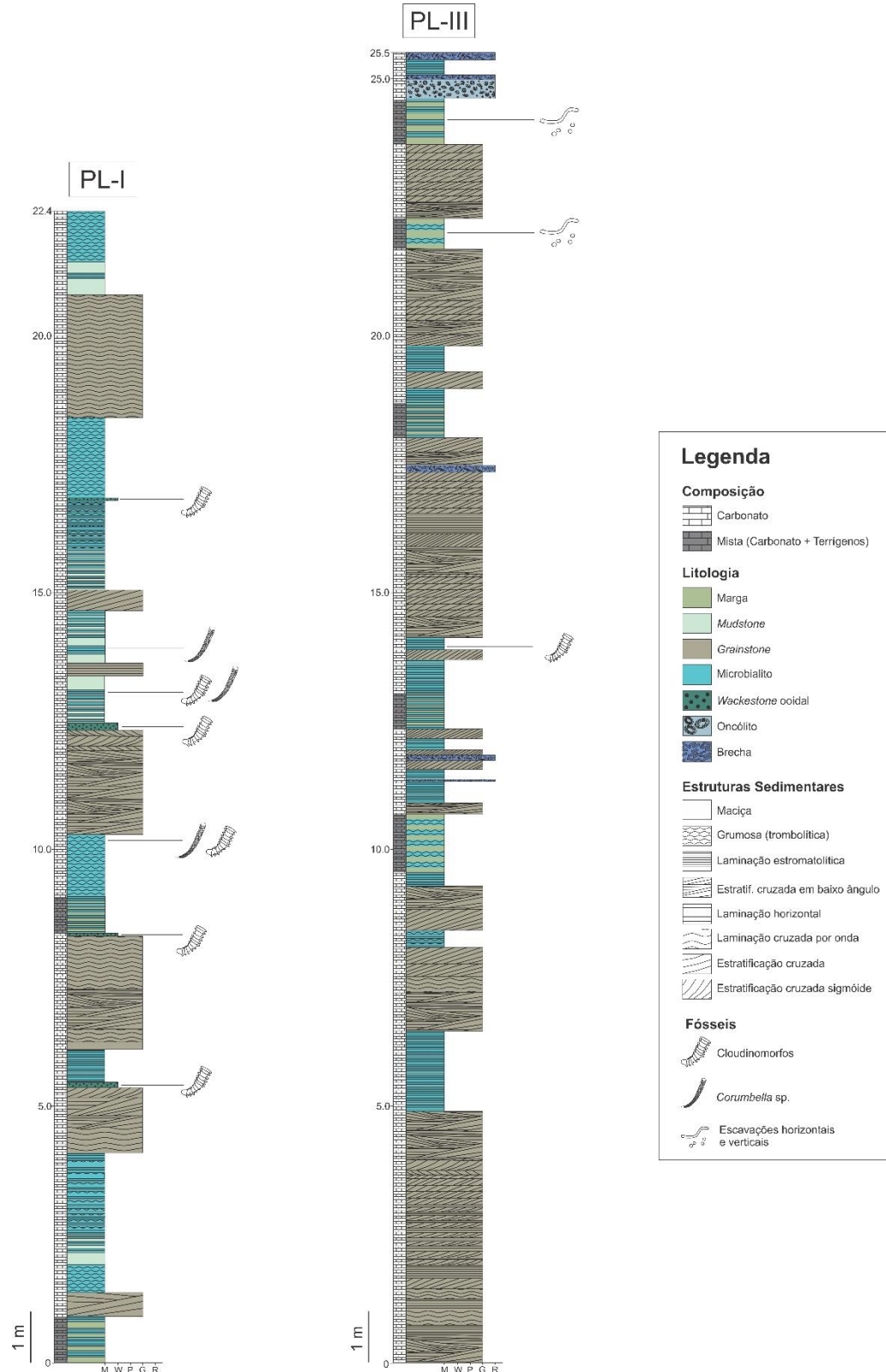


Figura 13: Seções colunares PL-I e PL-III representativas da Formação Tagatiya Guazu. M = *mudstone*; W = *wackestone*; P = *packstone*; G = *grainstone*; R = *rudstone*.



Figura 14: Vista geral de parte do afloramento em que foi medida a seção PL-I, ao longo de corte na rodovia que liga os municípios de San Lázaro/Vallemi e Concepción, capital da província homônima.



Figura 15: Vista geral de parte da bancada de extração de calcário em que foi medida a seção PL-III, em cava de mineração desativada.

Tabela 1: Síntese da descrição e interpretação das fácies observadas na porção de topo da Fm. Tagatiya Guazu.

Sigla	Fácies	Litologia	Estruturas sedimentares	Interpretação	Associação / Ambiente
Ep	Estromatólito planar	Microbialitos com laminação horizontal ou levemente ondulada	Laminação horizontal ou levemente ondulada	Proliferação de colônias de micro-organismos em águas rasas e calmas	Inter/supra maré
T	Trombólito	Microbialitos com textura “coagulada”	Laminação difusa e textura grumosa	Proliferação de colônias de micro-organismos em águas rasas e agitadas com influência de sedimento terrígeno	Inter/supra maré
Mu	<i>Mudstone</i>	Rocha carbonática na fração argila	Maciça ou levemente laminada	Decantação de lama carbonática em águas rasas e calmas	Inter/supra maré
Ma	Marga	Rocha de composição mista carbonática-siliciclástica na fração argila/silte	Maciça ou levemente laminada	Decantação de lama carbonática e material terrígeno em águas rasas e calmas	Inter/supra maré
Gm	<i>Grainstone</i> maciço	Rocha formada por areia carbonática de ooides de granulação muito fina a média	Maciça	Transporte de material carbonático arenoso e posterior cimentação associada a intensa recristalização	Submaré
Gca	<i>Grainstone</i> com estratificação cruzada acanalada		Estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas de crista sinuosa em canais de maré	Submaré
Gcp	<i>Grainstone</i> com estratificação cruzada planar		Estratificação cruzada planar	Migração de dunas de crista reta em canais de maré	Submaré
Gba	<i>Grainstone</i> com estratificação cruzada de baixo ângulo		Estratificação cruzada de baixo ângulo	Migração de dunas de baixa amplitude em canais de maré	Submaré
Gcs	<i>Grainstone</i> com estratificação cruzada sigmóide		Estratificação cruzada sigmóide	Alternância de deposição de material carbonático arenoso e argiloso em canais de maré	Submaré
Gph	<i>Grainstone</i> com laminação planar horizontal		Laminação planar horizontal	Migração e acreção vertical do leito plano em canais de maré em	Submaré

			regime de fluxo superior		
Gco	<i>Grainstone</i> com laminação cruzada por onda		Laminação cruzada por onda	Migração de marcas onduladas por onda em canais de maré	Submaré
B	Brecha	Fragmentos angulosos a sub-arredondados das fácies Ep, Mu e T imersos em matriz carbonática arenosa fina a grossa	Maciça	Ação de correntes de alta energia causando a erosão de depósitos de intermaré por canais de maré	Submaré
Wo	<i>Wackestone</i> ooidal	Oóides e bioclastos envoltos em matriz micrítica	Maciça	Deposição por decantação entre canais de maré	Submaré
O	Oncólito	Depósitos de concentração de microbialitos esféricos	Laminação concêntrica	Proliferação de colônias de micro-organismos em águas altamente energéticas e retrabalhamento por canais de maré	Submaré

6.1.1 Estromatólito planar (Ep)

Descrição: Estromatólitos estratiformes de coloração acinzentada, que ocorrem como finas camadas tabulares, localmente lenticulares, que variam lateral e verticalmente entre 5 a 15 cm de espessura intercaladas a *mudstones*, trombólitos e margas, ou como pacotes que atingem até 1,5 m de espessura (Figura 16). Apresentam laminação horizontal com morfologias planar, crenulada ou levemente ondulada de espessura milimétrica. *Cloudina sp.* e *Corumbella sp.* ocorrem como espécimes não-fragmentados ou desarticulados de maneira disseminada, paralela ou oblíqua ao acamamento. Petrograficamente, tal fácies é caracterizada por uma alternância bem marcada entre lâminas escuras, densas, menos porosas e com alta concentração de micrita, e lâminas mais claras, menos densas, com maior porosidade e menor concentração de micrita. A laminação é muito fina, com caráter horizontal ou levemente ondulada/dômica. A espessura das lâminas varia consideravelmente, porém a maioria permanece entre 0,1 e 0,5 mm. Os poros são geralmente preenchidos por calcita espática, conferindo um caráter essencialmente recristalizado para as lâminas mais porosas. Grãos de quartzo e minerais opacos dispersos nos planos de laminação são raramente observados. Carapaças de cloudinomorfos recristalizadas ocorrem dispersas ao longo dos planos de laminação (Figura 17).

Interpretação: Produto da proliferação horizontal de colônias de micro-organismos em forma de esteira, em condições de águas calmas e rasas. As ocorrências de espécimes *in situ* de *Cloudina* sp. e *Corumbella* sp. atestam a reduzida espessura da lâmina d'água (WARREN et al., 2017, 2011). A baixa concentração de grãos e a composição essencialmente micrítica sugere precipitação *in situ* (RIDING, 2011; SUAREZ-GONZALEZ et al., 2019).



Figura 16: Estromatólito planar (**Ep**) de coloração acinzentada, que ocorre nas seções PL-I e PL-III.

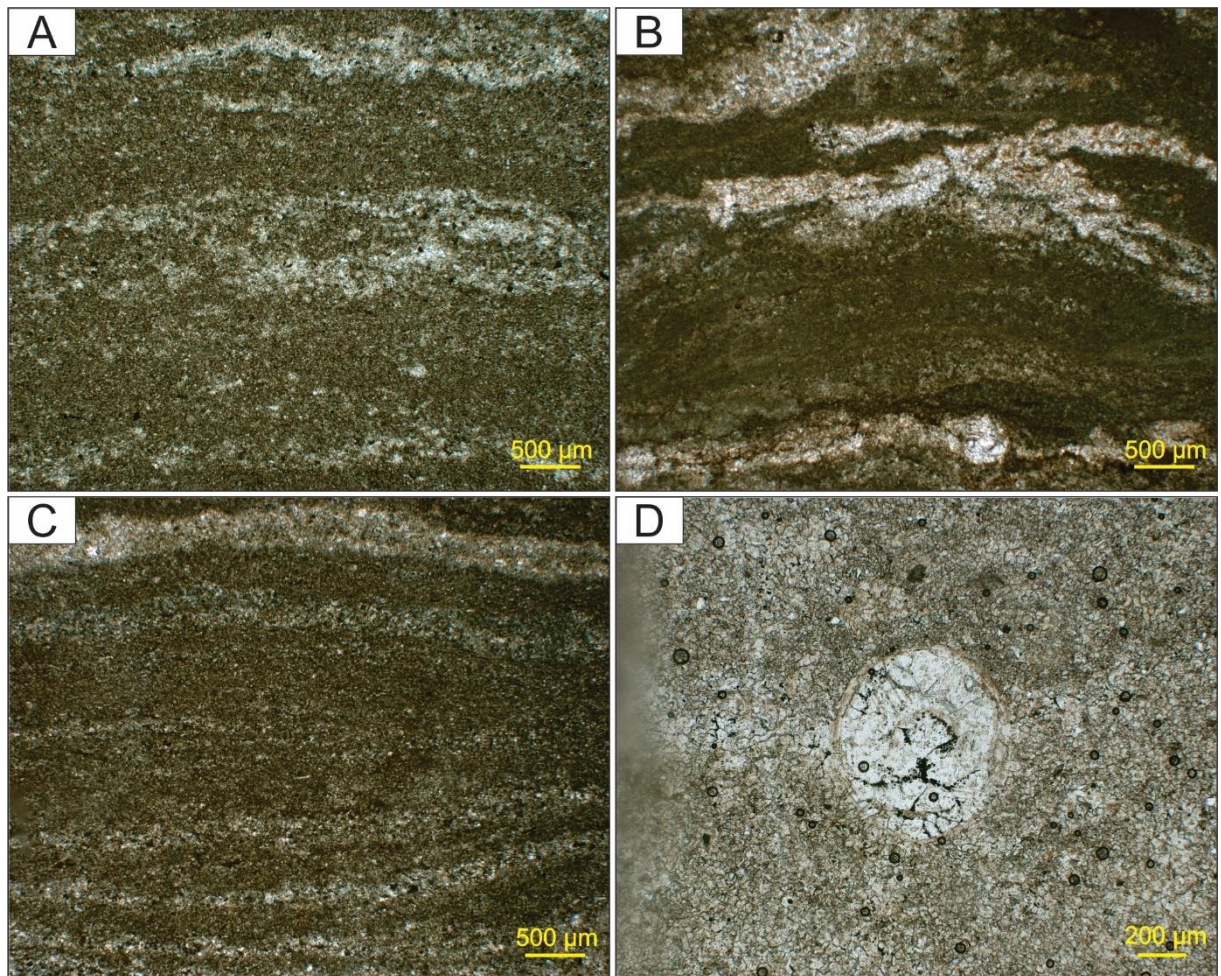


Figura 17: Fotomicrografias da fácies **Ep**. (A-C) Alternância entre lâminas mais escuras, menos porosas e micríticas e lâminas mais claras, mais porosas e esparíticas; em (B), nota-se uma porção com laminação dômica; (D) Espécime de cloudinomorfos internamente recrystalizado. Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.2 Trombólito (T)

Descrição: Microbialitos de coloração acinzentada e textura grumosa e “coagulada” (Figura 18). Ocorrem como finas camadas tabulares centimétricas intercaladas a estromatólitos planares ou margas, ou como pacotes que atingem até 1,5 m de espessura. Localmente, apresentam geometria irregular e variação lateral de espessura. Espécimes de *Cloudina* sp. e *Corumbella* sp. ocorrem de modo semelhante ao observado na fácies de estromatólito planar (Figura 19). Petrograficamente, tal fácies é composta por nódulos de calcita espática recristalizada envoltos em matriz micrítica e grãos de quartzo e minerais opacos (<5-15%) na fração areia muito fina. Os nódulos geralmente variam de espessura entre 0,5 e 1 mm, conferindo a característica textura “grumosa”. O arranjo dos nódulos, matriz e grãos gera uma incipiente laminação crenulada, com grãos geralmente concentrados entre diferentes nódulos. Carapaças de cloudinomorfos recristalizadas ocorrem dispersas pela matriz (Figura 20).

Interpretação: Depósito microbial gerado pela calcificação de micro-organismos que vivem em aglomerados, gerando textura “grumosa” ou “coagulada” (RIDING, 2000; THEISEN; SUMNER, 2016). A ausência de estruturação interna materializa-se na ausência de laminação bem marcada, embora os grumos se relacionem lateralmente em uma pseudo-laminação crenulada. Esta fácies é indicativa de águas rasas, porém pouco mais energéticas e ligeiramente mais profundas que na fácies **Ep**. Embora a precipitação *in situ* seja o principal meio de crescimento, a concentração relativamente alta de grãos detríticos sugere alguma contribuição do processo de “*trapping and binding*” (RIDING, 2011; SUAREZ-GONZALEZ et al., 2019).



Figura 18: Seção transversal de uma camada decimétrica de trombólito (T) que ocorre nas seções PL-I e PL-III, apresentando típica textura coagulada.



Figura 19: Espécimes de cloudinomorfos inteiros disseminados em amostra de trombólito.

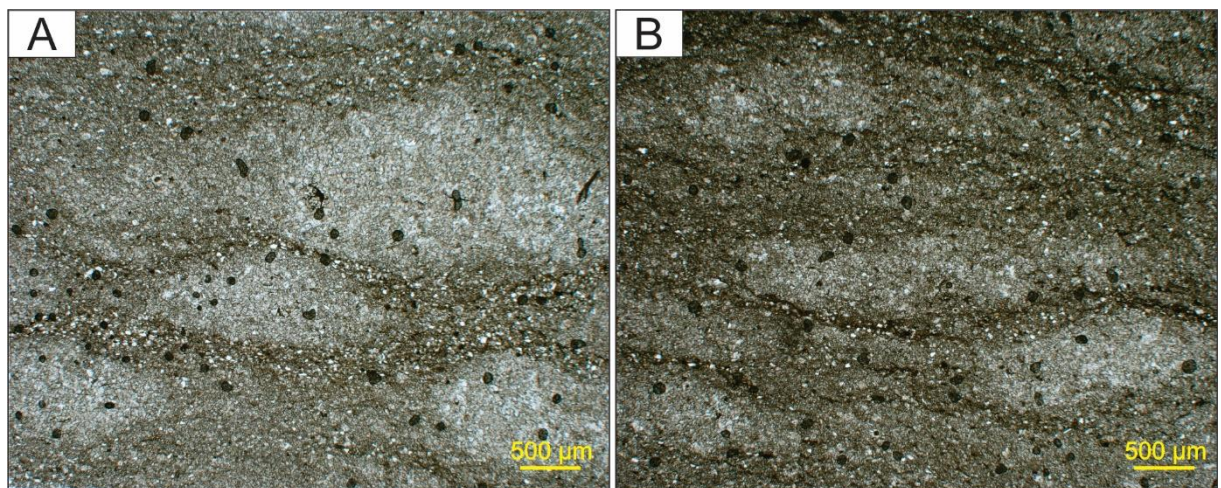


Figura 20: Fotomicrografias da fácies T. (A-B) Nódulos compostos por calcita espática envoltos por matriz micrítica e minerais terrígenos, formando textura grumosa a crenulada. Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.3 Mudstone (Mu)

Descrição: Lama carbonática cinza maciça ou com incipiente laminação planar horizontal à levemente ondulada (Figura 21). Ocorrem em finas camadas tabulares com espessura entre 5 e 30 cm intercaladas a **Ep**, apresentando variação de espessura lateral. Petrograficamente, tal fácies apresenta composição exclusivamente micrítica, com raros grãos de quartzo e minerais opacos dispersos na matriz. Em alguns casos, o teor de terrígenos aumenta, configurando *mudstones* ligeiramente impuros. Ocorrem carapaças de

cloudinomorfos e fragmentos atribuídos a *Namacalathus* recristalizados. A laminação é dificilmente distinguível, sendo predominante a estrutura maciça (Figura 22).

Interpretação: Produto de decantação de lama carbonática em águas calmas, gerando estrutura maciça ou com incipiente laminação horizontal. A frequente intercalação com a fácies **Ep**, assim como a ocorrência de cloudinomorfos, permite interpretar tal fácies como depositada em condições de águas rasas.



Figura 21: Mudstone (**Mu**) com sutil laminação planar horizontal à levemente ondulada na seção PL-I.

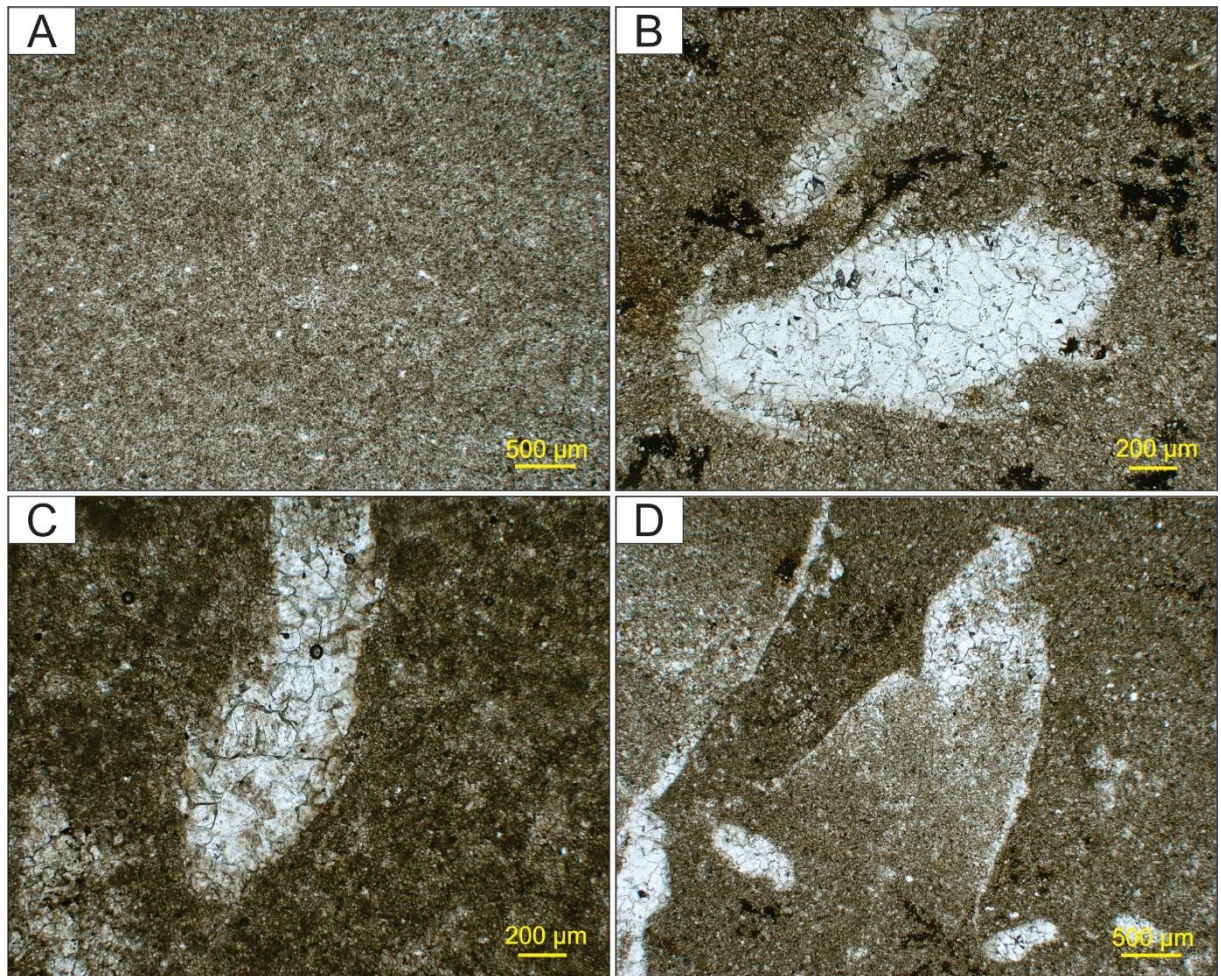


Figura 22: Fotomicrografias da fácies **Mu**. (A) Aspecto geral da fácies, composta essencialmente por matriz micrítica; (B-C) Espécimes de cloudinomorfos apresentando típica estrutura *cone-in-cone*; (D) Bioclasto atribuído ao gênero *Namacalathus*. Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.4 Marga (Ma)

Descrição: Rocha de composição mista carbonática-siliciclástica na fração argila/silte com coloração avermelhada e amarelada. Organizada em camadas tabulares com espessura entre 5 e 15 cm apresentando sutil laminação planar horizontal à levemente ondulada, por vezes com aspecto maciço. Ocorrem geralmente intercaladas às fácies **Ep** e **T** (figuras 23 e 24) apresentando variação de espessura lateral. Destacam-se as ocorrências de escavações demonstrando hábitos complexos, preliminarmente atribuídas a treptichnídeos (Figura 25). Petrograficamente, tal fácies se apresenta semelhante à fácies **Mu**, sendo caracterizada pela composição essencialmente micrítica, porém com maior concentração de quartzo e minerais opacos, podendo atingir até 40%. A estrutura é predominantemente maciça, sendo raros os locais nos quais pode-se distinguir a incipiente laminação. As escavações apresentam aspecto sinuoso, geralmente com espessura < 0.5 mm, preenchidas por material semelhante à matriz da rocha, porém mais rico em terrígenos. Fraturas são comumente preenchidas por calcita espática. Ocorrem também carapaças de cloudinomorfos recristalizadas (Figura 26).

Interpretação: Produto de decantação de lama carbonática juntamente à entrada de material siliciclástico fino em águas calmas. A frequente intercalação com a fácies **Ep** e a presença de escavações e de carapaças de cloudinomorfos permitem interpretar tal fácies como depositada em águas rasas. A deposição alternada de microbialitos e margas é resultado da variação das marés em condições de águas rasas e relativamente calmas e variação na entrada de sedimento terrígenos na bacia.



Figura 23: Intercalação de estromatólitos planares (**Ep**, cinza) e marga (**Ma**, amarelo) na seção PL-III.



Figura 24: Intercalação de trombólitos (T, cinza) e marga (Ma, vermelho) na seção PL-III.

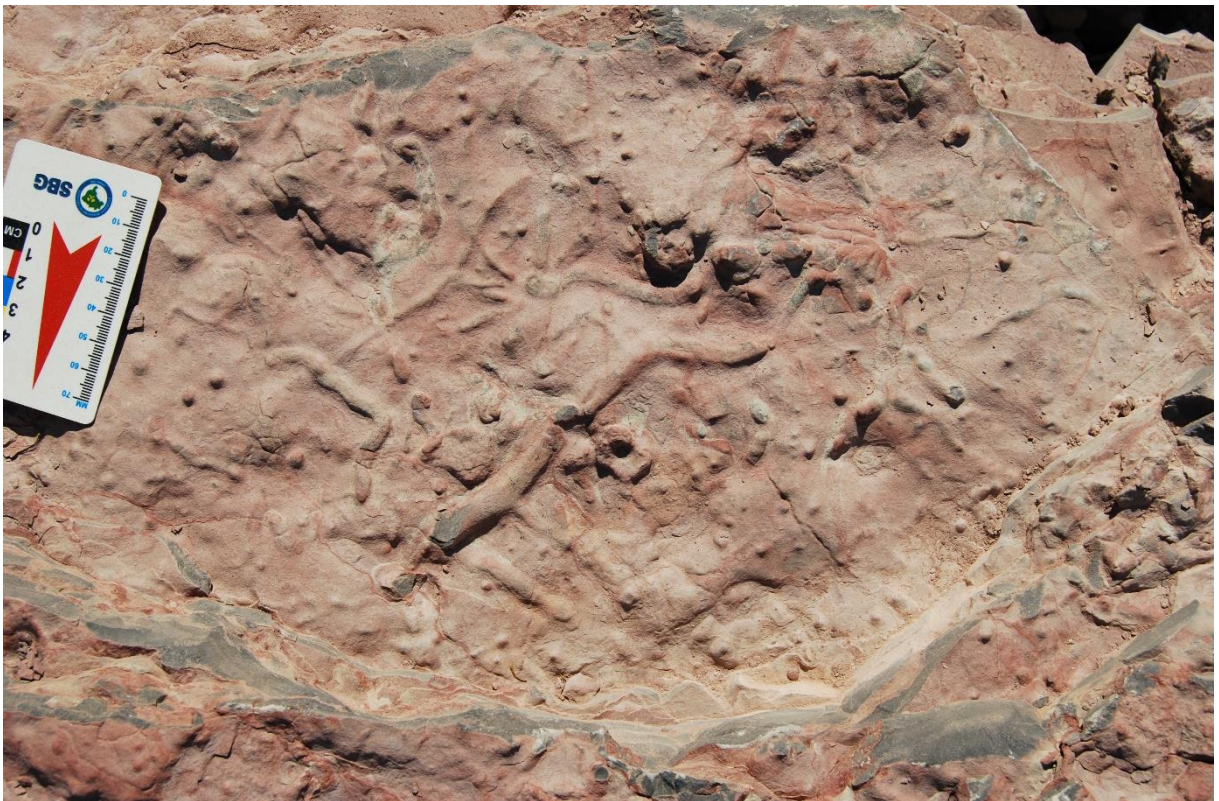


Figura 25: Icnofósseis em epirelevo positivo atribuídos a treptichnídeos encontrados em marga do topo da seção PL-III (vista em planta).

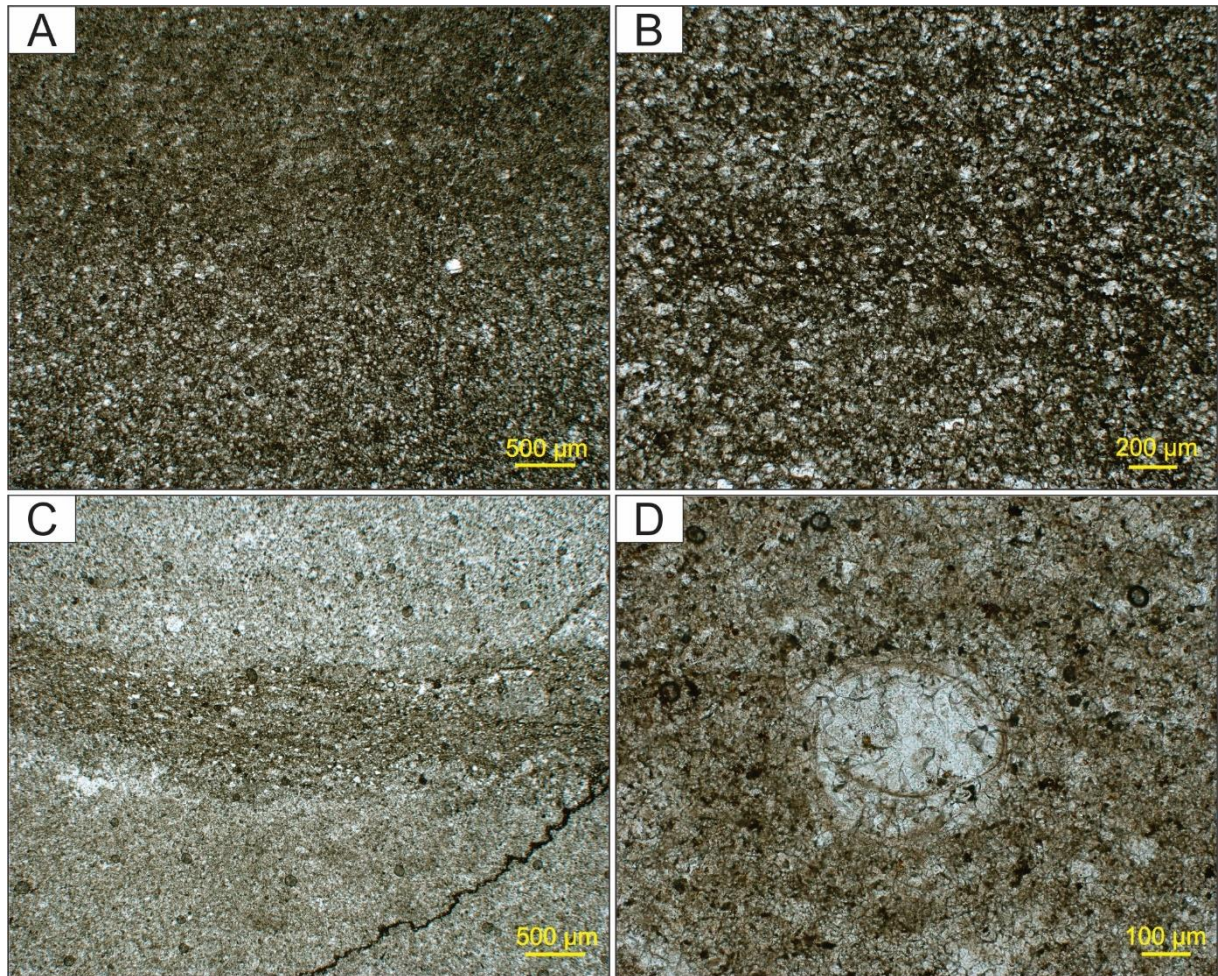


Figura 26: Fotomicrografias da fácies **Ma**. (A-B) Aspecto geral da rocha, composta por quantidades semelhantes de micrita e grãos terrígenos, essencialmente quartzo e minerais opacos; (C) Escavação atribuída a treptichnídeos, apresentando preenchimento com maior concentração de terrígenos; (D) Espécime de cloudinomorfo internamente recristalizado. Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.5 Grainstones (Gca, Gcp, Gba, Gm, Gcs, Gph, Gco)

Descrição: Camadas tabulares a lenticulares, de coloração amarelada, avermelhada ou acinzentada, de espessura centimétrica a métrica, constituídas por areia carbonática de granulação muito fina a média, localmente com granodecrescência ascendente (figuras 27 e 28). Ocorrem geralmente associadas verticalmente com brechas e *wackestones* em contato concordante, truncado ou erosivo, gerando sucessões que podem atingir até 5 m de espessura. Petrograficamente, os *grainstones* são compostos essencialmente por oóides e pelóides que variam entre 0,05 e 0,5 mm de diâmetro. Os grãos geralmente apresentam alto grau de arredondamento e esfericidade, embora grãos de formato elíptico sejam relativamente comuns. Os oóides apresentam diferentes graus de micritização, mas em geral, encontram-se intensamente micritizados. Laminação ou estratificação nem sempre é distinguível, mas um

certo grau de orientação dos grãos pode ser observado em algumas lâminas. Os espaços entre os grãos são preenchidos por cimento espático, com pequena contribuição de matriz micrítica. Fraturas também são preenchidas por calcita espática. Fragmentos de carapaças de cloudinomorfos intensamente micritizados podem ser observados raramente em meio aos grãos (Figura 29). Os *grainstones* apresentam-se com sete estruturas sedimentares, constituindo sete fácies distintas:

Grainstone com estratificação cruzada acanalada (Gca)

Interpretação: Migração de dunas de crista sinuosa, causada pela ação de fluxos unidirecionais de alta energia em canais de maré (Figura 27).

Grainstone com estratificação cruzada planar (Gcp)

Interpretação: Migração de dunas de crista reta, causada pela ação de fluxos unidirecionais em canais de maré (Figura 27).



Figura 27: Camadas tabulares de *grainstone* apresentando estratificação cruzada acanalada (Gca), planar (Gcp) de baixo ângulo (Gba), sigmóide (Gcs) e laminação cruzada por onda (Gco) na seção PL-III.

Grainstone com estratificação cruzada de baixo ângulo (Gba)

Interpretação: Migração de dunas de baixa amplitude e grande comprimento pela ação de fluxos de regime superior no topo de barras oolíticas nos canais de maré (figuras 27 e 28).

Grainstone maciço (Gm)

Interpretação: Transporte de material carbonático arenoso e posterior cimentação e intensa recristalização, causando obliteração das estruturas pré-existentes.

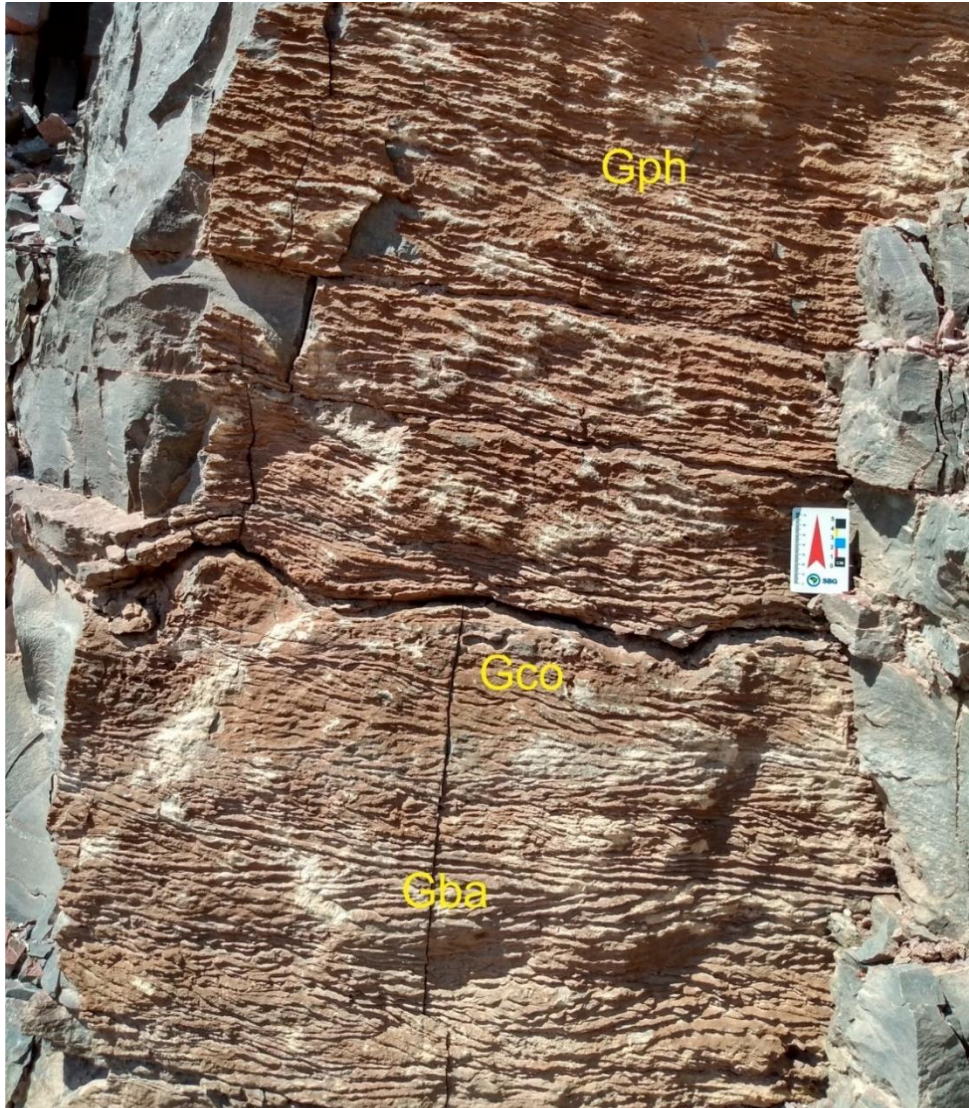


Figura 28: Camadas tabulares de *grainstone* apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo (**Gba**), laminação cruzada por onda (**Gco**) e planar horizontal (**Gph**) na seção PL-III.

Grainstone com estratificação cruzada sigmóide (Gcs)

Interpretação: Alternância de deposição de areia e argila carbonática relacionada à ciclicidade bidiária das marés, gerando estruturas do tipo “feixe de maré” (Figura 27).

Grainstone com laminação planar horizontal (Gph)

Interpretação: Ação de correntes em regime de fluxo superior, gerando leito plano (figuras 27 e 28).

Grainstone com laminação cruzada por onda (Gco)

Interpretação: Migração de marcas onduladas simétricas, causada pela atuação de orbitais de ondas de tempo bom em regime de fluxo inferior (figuras 27 e 28).

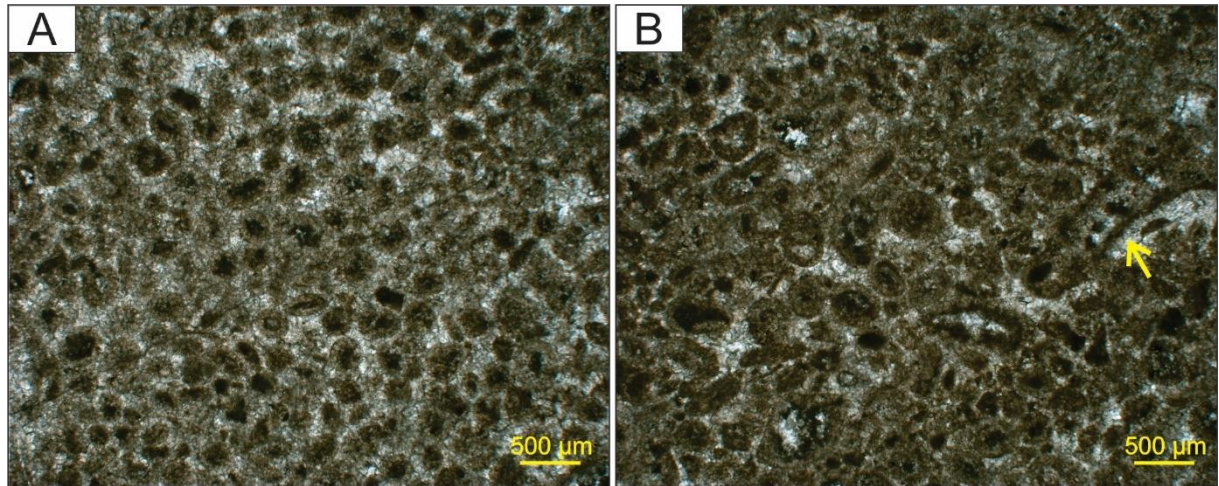


Figura 29: Fotomicrografias das fácies de *grainstone*. (A-B) Aspecto geral da rocha, com oóides e pelóides intensamente micritizados cimentados por calcita espática. Espécime de cloudinomorfo micritizado apontado pela seta amarela em (B). Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.6 Brecha (B)

Descrição: As brechas ocorrem de maneira subordinada na sucessão, geralmente associadas a *grainstones*, dispostas em camadas tabulares de, no máximo, 15 cm de espessura (Figura 30). Possuem coloração acinzentada, com arcabouço clasto-suportado formado por fragmentos centimétricos, ripiformes, de estromatólitos planares, trombólitos e *mudstones*, envoltos em matriz carbonática na fração de areia fina a grossa.



Figura 30: Camada centimétrica de brecha (B) apresentando clastos angulosos ripiformes.

Interpretação: A intercalação com depósitos de *grainstones* oolíticos permite interpretar esta fácies como depositada pela ação de fluxos de alta energia associados à erosão de depósitos de intermaré por canais de maré. Os clastos retrabalhados são depositados nos canais em batimetrias de submaré.

6.1.7 Wackestone ooidal (Wo)

Descrição: Camadas tabulares de coloração cinza, maciças, com espessura entre 5 e 15 cm, constituídas por oóides e subordinadamente bioclastos de organismos esqueletais envoltos em lama carbonática, apresentando granodecrescência ascendente (Figura 31). Os bioclastos são constituídos essencialmente por fragmentos desarticulados de espécimes de *Cloudina sp.* e *Corumbella sp.* dispersos na rocha (Figura 32). Ocorrem de maneira subordinada na sucessão, geralmente no topo de camadas de *grainstones*. Petrograficamente, tal fácies é composta por oóides que variam entre 0,1 e 1 mm, esféricos a elípticos, intensamente recristalizados, imersos em matriz micrítica homogênea. Bioclastos são relativamente raros, compostos essencialmente por fragmentos de carapaças de cloudinomorfos recristalizados e, por vezes, aparentam constituir o núcleo de alguns oóides. Não há orientação preferencial dos oóides ou bioclastos, configurando aspecto maciço (Figura 33).

Interpretação: Resultado da deposição episódica de sedimentos carbonáticos na fração argila à areia grossa por ação de fluxos de alta energia e baixo grau de seleção. A presença de exoesqueletos de *Cloudina sp.* fragmentados ou desarticulados é indicativa do caráter para- autóctone destes bioclastos, sugerindo transporte de curta distância.



Figura 31: Wackestone ooidal na seção PL-I.

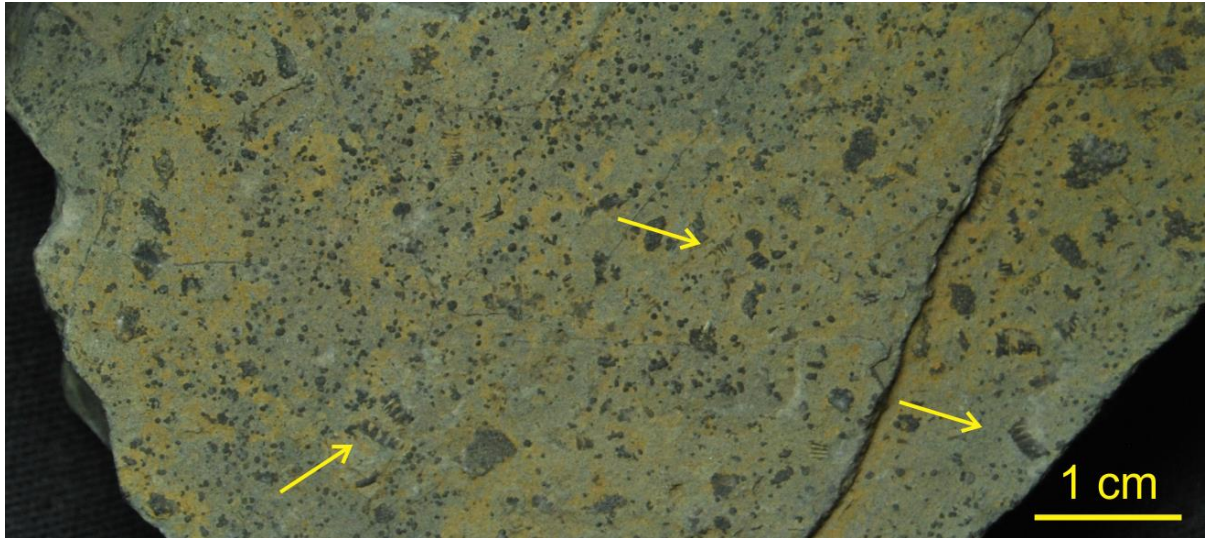


Figura 32: Fragmentos de espécimes de *Cloudina* sp. e *Corumbella* sp. (setas amarelas) disseminados em amostra de wackestone ooidal (**Wo**).

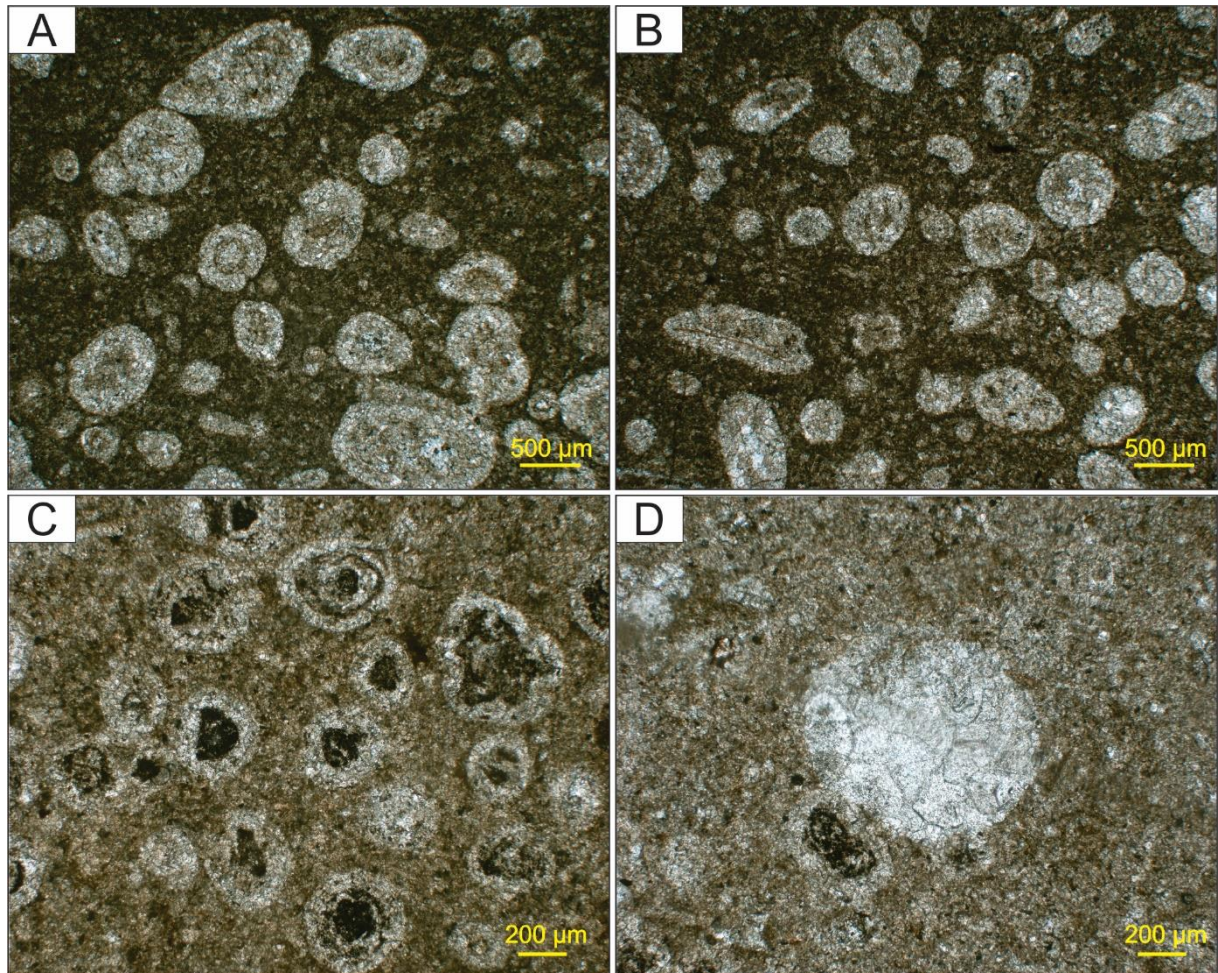


Figura 33: Fotomicrografias da fácies **Wo**. (A-C) Aspecto geral da rocha, essencialmente composta por oóides e bioclastos recristalizados imersos em matriz micrítica. (D) Espécime de cloudinomorfo intensamente recristalizado. Fotos obtidas com polarizadores paralelos.

6.1.8 Oncólito (O)

Descrição: Com apenas uma ocorrência em toda a sucessão, esta fácies configura uma camada tabular de aproximadamente 40 cm de espessura constituída por depósito de concentração de oncólitos de forma esferoidal a irregular e laminação concêntrica a excêntrica, que atingem máximos de 17 cm de diâmetro (Figura 34).

Interpretação: Gerada pelo crescimento de comunidades microbianas em águas rasas e altamente energéticas nas quais o processo de rolamento é responsável pelo arredondamento e pela formação da laminação interna concêntrica a excêntrica. A intercalação com depósitos de *ooidgrainstones* de submaré sugere que os oncóides foram retrabalhados de áreas mais rasas e depositados em condições de maior batimetria (submaré).



Figura 34: Fácies de oncólitos apresentando oncóides de diferentes tamanhos e formas.

6.2 Geoquímica de elementos maiores e traço e análise do sinal isotópico de C e O

A análise de elementos maiores, menores e traço por Fluorescência de Raios X das amostras das seções PL-I e PL-III resultou nos seguintes dados (Tabela 2):

Tabela 2: Concentração elementares e razões geoquímicas das amostras coletadas.

Amostra	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Al (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	Rb/Sr
PL-I-01	31,282	0,422	0,832	0,015	1,752	45	2914	0,053	2,856	0,013	0,015
PL-I-02	38,436	0,157	0,119	0,015	0,079	-	2462	0,063	0,483	0,004	-
PL-I-03	37,285	0,253	0,308	0,008	0,392	11	3093	0,025	0,995	0,007	0,004
PL-I-04	33,212	0,326	0,483	0,015	1,249	41	2074	0,075	2,327	0,010	0,020
PL-I-05	38,286	0,235	0,182	0,008	0,212	-	3247	0,024	0,560	0,006	-
PL-I-06	38,843	0,205	0,091	0,008	0,101	-	2891	0,027	0,315	0,005	-
PL-I-07	38,922	0,193	0,070	0,008	0,111	14	2875	0,027	0,243	0,005	0,005

PL-I-08	39,151	0,193	0,063	0,008	0,074	19	2857	0,027	0,220	0,005	0,007
PL-I-09	39,287	0,133	0,070	0,008	0,111	16	2184	0,035	0,320	0,003	0,007
PL-I-10	36,449	0,223	0,189	0,008	0,789	28	2727	0,028	0,693	0,006	0,010
PL-I-11	39,129	0,157	0,105	0,015	0,085	7	2482	0,062	0,423	0,004	0,003
PL-I-12	39,494	0,145	0,070	0,008	0,053	7	2249	0,034	0,311	0,004	0,003
PL-I-13	39,344	0,121	0,084	0,015	0,085	-	1980	0,078	0,424	0,003	-
PL-I-14	39,680	0,151	0,035	0,008	0,058	-	2205	0,035	0,159	0,004	-
PL-I-15	39,329	0,109	0,112	0,015	0,058	-	1703	0,091	0,657	0,003	-
PL-I-16	37,371	0,271	0,266	0,008	0,423	-	3109	0,025	0,855	0,007	-
PL-I-17	36,621	0,296	0,301	0,023	0,683	-	2032	0,114	1,480	0,008	-
PL-I-18	38,851	0,253	0,126	0,008	0,212	7	2722	0,028	0,463	0,007	0,003
PL-I-19	38,329	0,223	0,147	0,008	0,164	-	2620	0,030	0,561	0,006	-
PL-I-20	39,508	0,078	0,084	0,031	0,111	-	2218	0,140	0,378	0,002	-
PL-I-21	36,757	0,289	0,308	0,023	0,603	-	2954	0,079	1,042	0,008	-
PL-I-22	29,631	0,513	0,832	0,031	2,053	28	2182	0,142	3,815	0,017	0,013
PL-I-23	35,849	0,374	0,532	0,023	0,783	-	2882	0,081	1,844	0,010	-
PL-I-24	38,393	0,247	0,161	0,008	0,249	-	2999	0,026	0,536	0,006	-
PL-I-25	37,743	0,247	0,224	0,008	0,381	-	3462	0,022	0,647	0,007	-
PL-I-26	33,097	0,362	0,678	0,008	1,392	19	2876	0,027	2,359	0,011	0,007
PL-I-27	38,022	0,277	0,196	0,008	0,344	-	2841	0,027	0,689	0,007	-
PL-I-28	36,263	0,302	0,357	0,008	0,662	23	3401	0,023	1,049	0,008	0,007
PL-I-29	35,013	0,320	0,518	0,008	0,963	-	3526	0,022	1,468	0,009	-
PL-I-30	38,486	0,223	0,126	0,008	0,222	-	2979	0,026	0,423	0,006	-
PL-I-31	38,708	0,223	0,105	0,008	0,201	12	3114	0,025	0,337	0,006	0,004
PL-I-32	39,051	0,199	0,091	0,008	0,122	12	2680	0,029	0,339	0,005	0,004
PL-I-33	39,358	0,096	0,119	0,054	0,064	-	1935	0,280	0,614	0,002	-
PL-III-01	38,715	0,362	0,140	0,015	0,159	-	1449	0,107	0,965	0,009	-
PL-III-02	39,301	0,217	0,098	0,023	0,090	4	1454	0,160	0,673	0,006	0,003
PL-III-03	37,142	0,229	0,504	0,015	0,603	13	666	0,233	7,561	0,006	0,020
PL-III-04	39,008	0,283	0,098	0,008	0,122	8	1580	0,049	0,620	0,007	0,005
PL-III-05	38,729	0,422	0,098	0,008	0,153	12	1221	0,063	0,802	0,011	0,010
PL-III-06	39,565	0,277	0,105	0,015	0,064	-	2010	0,077	0,522	0,007	-
PL-III-07	38,715	0,326	0,252	0,031	0,201	-	988	0,314	2,549	0,008	-
PL-III-08	39,144	0,271	0,098	0,031	0,106	9	1029	0,301	0,952	0,007	0,009
PL-III-09	39,601	0,211	0,056	0,023	0,101	4	745	0,312	0,751	0,005	0,005
PL-III-10	39,622	0,181	0,049	0,015	0,048	4	1365	0,113	0,359	0,005	0,003
PL-III-11	39,544	0,199	0,056	0,023	0,090	15	805	0,289	0,695	0,005	0,019
PL-III-12	39,780	0,193	0,042	0,015	0,095	19	1339	0,116	0,313	0,005	0,014

PL-III-13	39,287	0,151	0,056	0,015	0,053	-	925	0,167	0,605	0,004	-
PL-III-14	39,358	0,181	0,035	0,015	0,053	-	1258	0,123	0,278	0,005	-
PL-III-15	38,286	0,368	0,168	0,015	0,307	-	853	0,182	1,968	0,010	-
PL-III-16	38,979	0,476	0,098	0,008	0,111	5	1040	0,074	0,942	0,012	0,005
PL-III-17	33,040	0,555	0,588	0,008	1,265	14	972	0,080	6,044	0,017	0,014
PL-III-18	38,815	0,458	0,112	0,008	0,212	-	1286	0,060	0,870	0,012	-
PL-III-19	39,022	0,368	0,077	0,008	0,138	-	1154	0,067	0,667	0,009	-
PL-III-20	39,115	0,410	0,070	0,008	0,111	4	1120	0,069	0,624	0,010	0,004
PL-III-21	38,365	0,591	0,126	0,015	0,074	-	835	0,185	1,508	0,015	-
PL-III-22	35,034	0,199	0,203	0,046	0,286	19	595	0,781	3,409	0,006	0,032
PL-III-23	32,383	0,645	0,392	0,023	1,334	-	700	0,332	5,595	0,020	-
PL-III-24	33,276	0,597	0,343	0,023	1,223	-	778	0,299	4,405	0,018	-
PL-III-25	36,242	0,470	0,266	0,023	0,688	5	828	0,281	3,210	0,013	0,006
PL-III-26	38,665	0,446	0,112	0,008	0,238	18	814	0,095	1,375	0,012	0,022
PL-III-27	38,150	0,507	0,175	0,008	0,286	22	1015	0,076	1,723	0,013	0,022
PL-III-28	38,629	0,476	0,196	0,008	0,201	-	1019	0,076	1,922	0,012	-
PL-III-29	36,778	0,482	0,308	0,015	0,587	-	846	0,183	3,638	0,013	-
PL-III-31	38,536	0,434	0,154	0,008	0,201	18	1307	0,059	1,177	0,011	0,014
PL-III-32	38,708	0,440	0,147	0,008	0,196	-	1462	0,053	1,005	0,011	-
PL-III-33	38,836	0,464	0,119	0,008	0,185	17	1819	0,043	0,654	0,012	0,009
PL-III-34	38,994	0,362	0,126	0,008	0,180	-	1553	0,050	0,811	0,009	-
PL-III-35	38,415	0,452	0,280	0,008	0,249	-	1506	0,051	1,858	0,012	-
PL-III-36	38,693	0,296	0,147	0,008	0,191	-	2026	0,038	0,725	0,008	-
PL-III-37	38,350	0,458	0,168	0,008	0,296	6	1571	0,049	1,069	0,012	0,004
PL-III-38	31,518	0,645	0,685	0,023	1,672	22	762	0,305	8,995	0,020	0,029
PL-III-39	38,315	0,338	0,189	0,008	0,333	17	1835	0,042	1,029	0,009	0,009
PL-III-40	38,229	0,404	0,175	0,008	0,302	-	1334	0,058	1,311	0,011	-
PL-III-41	39,179	0,163	0,119	0,015	0,122	-	2259	0,069	0,526	0,004	-
PL-III-42	38,715	0,356	0,392	0,015	0,169	-	1199	0,129	3,267	0,009	-
PL-III-43	35,442	0,374	0,399	0,015	0,836	-	750	0,207	5,316	0,011	-
PL-III-44	38,164	0,446	0,203	0,015	0,228	-	1173	0,132	1,729	0,012	-
PL-III-45	38,215	0,422	0,196	0,015	0,286	-	1033	0,150	1,896	0,011	-
PL-III-46	35,763	0,482	0,385	0,015	0,783	-	788	0,197	4,882	0,013	-
PL-III-47	35,634	0,446	0,420	0,023	0,804	-	838	0,277	5,008	0,013	-
PL-III-48	34,126	0,561	0,518	0,023	1,080	6	1097	0,212	4,718	0,016	0,005
PL-III-49	36,235	0,253	0,343	0,023	0,688	-	763	0,305	4,492	0,007	-
PL-III-50	37,000	0,338	0,287	0,015	0,529	-	1621	0,096	1,769	0,009	-
PL-III-51	38,908	0,271	0,140	0,015	0,122	4	1448	0,107	0,966	0,007	0,003

As razões Mn/Sr variam de 0,022 a 0,781, enquanto razões Fe/Sr variam de 0,159 a 8,995 e Mg/Ca variam entre 0,002 e 0,020. Por fim, as razões Rb/Sr variam entre 0,003 e 0,032. As curvas de variação obtidas para tais razões apresentam comportamentos muito semelhantes, com esporádicos enriquecimentos, em sua maioria apresentando variação semelhante (como observado nas amostras PL-I-01, PL-I-04, PL-I-22, PL-III-03, PL-III-17, PL-III-22, PL-III-23 e PL-III-38) em meio a um caráter geral relativamente não variante (figuras 35 e 36).

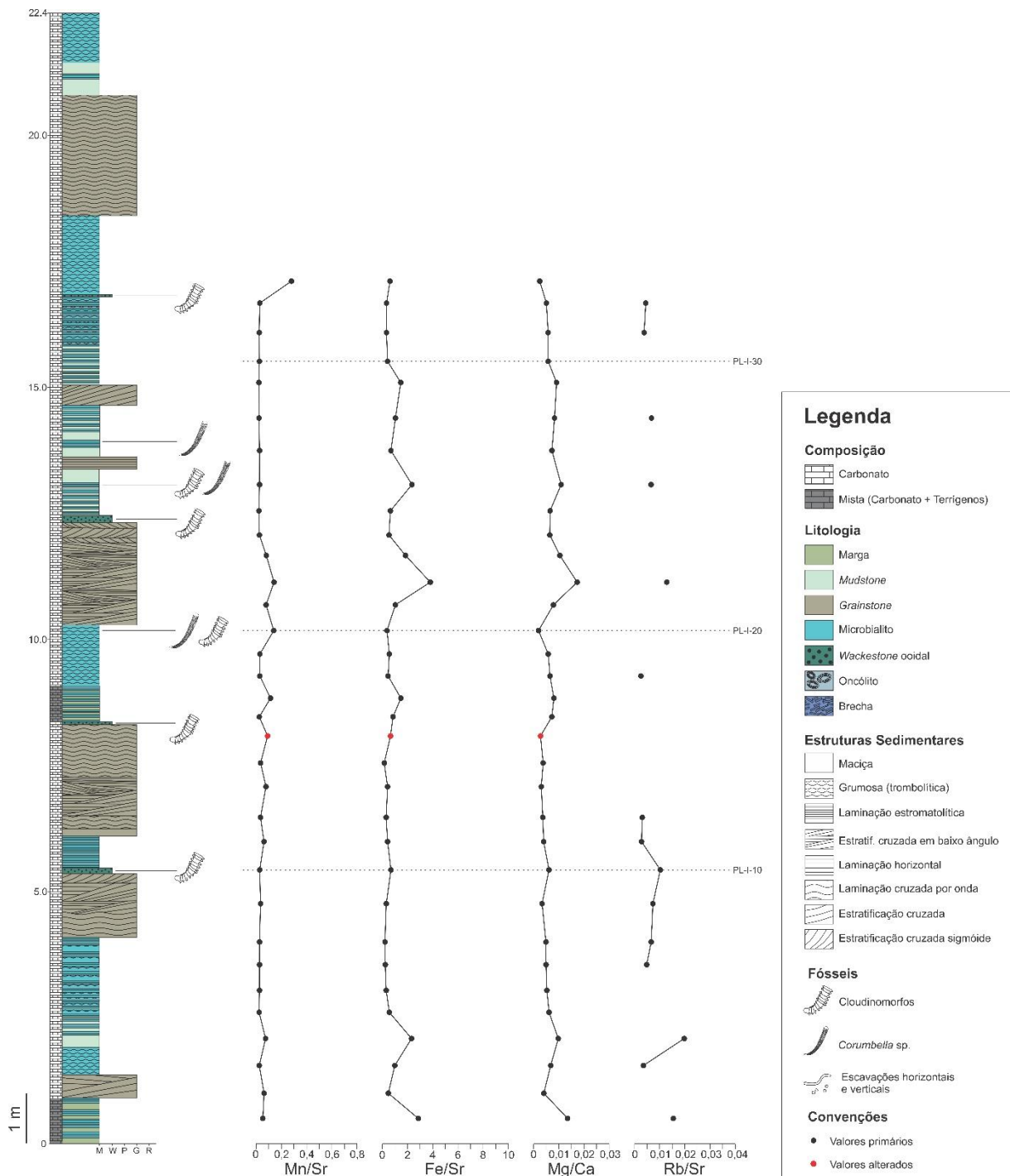


Figura 35: Seção colunar PL-I com o posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de tendência de variação das razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca e Rb/Sr.

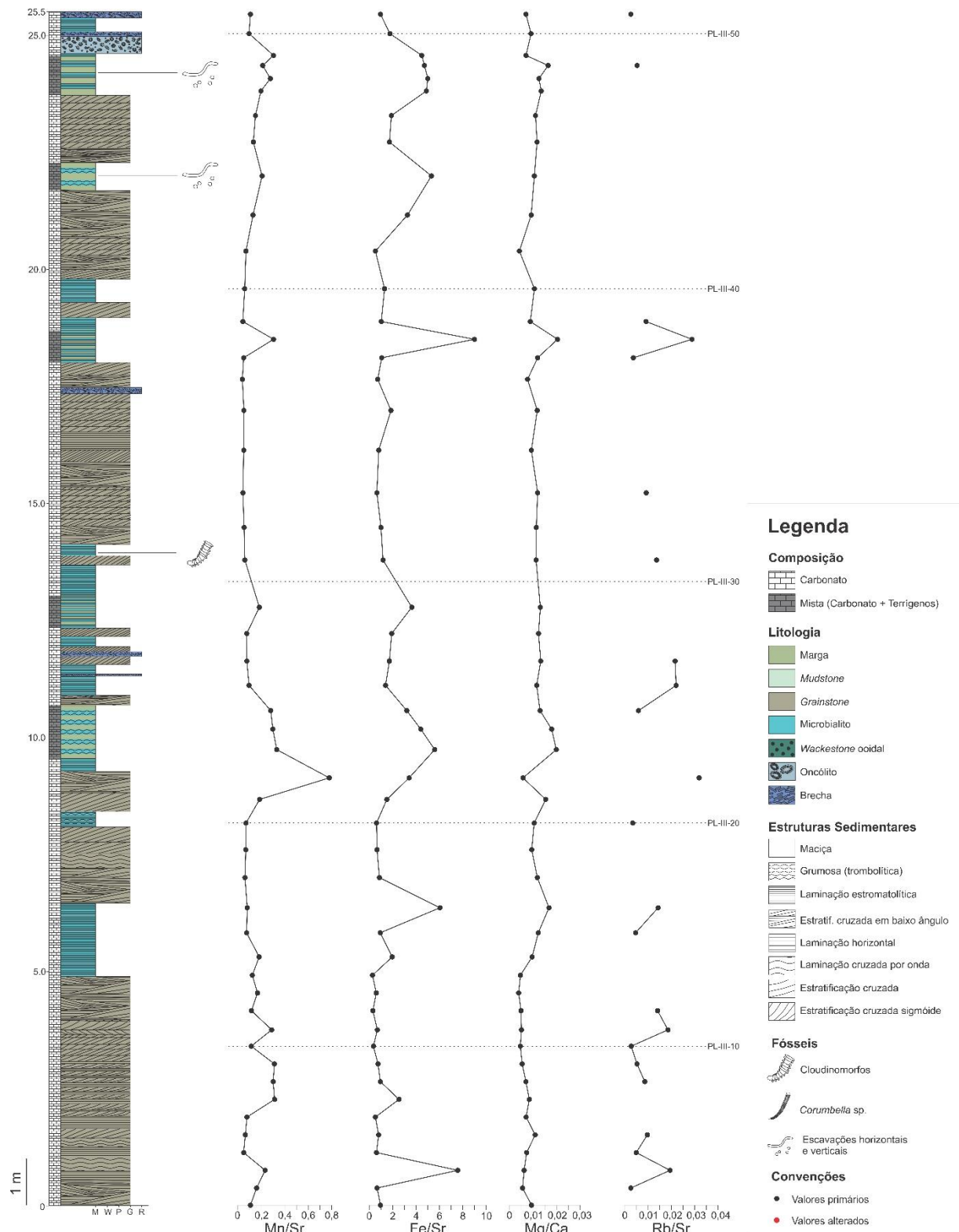


Figura 36: Seção colunar PL-III com o posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de tendência de variação das razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca e Rb/Sr.

Os valores isotópicos de C e O analisados nas 33 amostras da seção PL-I e 51 amostras da seção PL-III estão apresentados nas tabelas 3 e 4, respectivamente.

Tabela 3: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a seção PL-I.

Amostra	Elevação (aprox.)	Associação	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
PL-I-01	0,50 m	Inter/supramaré	Marga	4,61	-7,41
PL-I-02	1,00 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,23	-7,88
PL-I-03	1,55 m	Inter/supramaré	Trombólito	3,73	-5,24
PL-I-04	2,09 m	Inter/supramaré	<i>Mudstone</i>	3,50	-6,71
PL-I-05	2,61 m	Inter/supramaré	Estromatólito	4,34	-4,65
PL-I-06	3,04 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,59	-5,19
PL-I-07	3,55 m	Inter/supramaré	Trombólito	3,51	-5,07
PL-I-08	4,00 m	Inter/supramaré	Trombólito	3,57	-5,37
PL-I-09	4,76 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,67	-7,51
PL-I-10	5,43 m	Submaré	<i>Wackestone</i>	3,48	-6,05
PL-I-11	5,99 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,12	-5,84
PL-I-12	6,47 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,45	-7,03
PL-I-13	7,08 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,68	-9,11
PL-I-14	7,55 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,31	-5,06
PL-I-15	8,08 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,23	-10,32
PL-I-16	8,46 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,65	-5,25
PL-I-17	8,83 m	Inter/supramaré	Marga	3,45	-5,22
PL-I-18	9,27 m	Inter/supramaré	Trombólito	3,38	-5,74
PL-I-19	9,71 m	Inter/supramaré	Trombólito	2,94	-5,80
PL-I-20	10,17 m	Inter/supramaré	Trombólito	2,80	-9,31
PL-I-21	10,68 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,05	-8,81
PL-I-22	11,13 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,82	-7,42
PL-I-23	11,66 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,55	-6,56
PL-I-24	12,07 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,94	-6,07
PL-I-25	12,55 m	Inter/supramaré	<i>Mudstone</i>	3,06	-5,06
PL-I-26	13,07 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,14	-6,43
PL-I-27	13,74 m	Inter/supramaré	<i>Mudstone</i>	3,67	-5,21
PL-I-28	14,39 m	Inter/supramaré	Estromatólito	4,20	-5,91
PL-I-29	15,09 m	Inter/supramaré	<i>Mudstone</i>	4,40	-5,85
PL-I-30	15,51 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,34	-6,32
PL-I-31	16,08 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,27	-5,70
PL-I-32	16,67 m	Inter/supramaré	Trombólito	3,15	-7,08
PL-I-33	17,10 m	Inter/supramaré	Trombólito	1,83	-7,72
MÉDIA	-	-	-	3,35	-6,48

Tabela 4: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a seção PL-III.

Amostra	Elevação (aprox.)	Associação	Litologia	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
PL-III-01	0 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,08	-7,68
PL-III-02	0,37 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,54	-8,49
PL-III-03	0,75 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,19	-8,19
PL-III-04	1,13 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,80	-7,34
PL-III-05	1,51 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,77	-8,05
PL-III-06	1,89 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,80	-7,71

PL-III-07	2,26 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,56	-8,81
PL-III-08	2,64 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,76	-6,36
PL-III-09	3,02 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,18	-7,53
PL-III-10	3,40 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,60	-6,71
PL-III-11	3,75 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,78	-8,94
PL-III-12	4,16 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,55	-8,08
PL-III-13	4,54 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,98	-8,92
PL-III-14	4,92 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,47	-8,04
PL-III-15	5,31 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,15	-6,88
PL-III-16	5,83 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,51	-7,50
PL-III-17	6,37 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,47	-6,47
PL-III-18	7,01 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,09	-7,16
PL-III-19	7,61 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,98	-6,06
PL-III-20	8,18 m	Inter/supramaré	Estromatólito	2,80	-8,43
PL-III-21	8,68 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,42	-9,55
PL-III-22	9,15 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,16	-7,48
PL-III-23	9,75 m	Inter/supramaré	Marga	3,05	-6,08
PL-III-24	10,19 m	Inter/supramaré	Marga	2,79	-6,71
PL-III-25	10,58 m	Inter/supramaré	Marga	3,69	-6,58
PL-III-26	11,12 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,44	-5,03
PL-III-27	11,64 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,14	-6,71
PL-III-28	12,24 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,27	-6,48
PL-III-29	12,80 m	Inter/supramaré	Marga	2,78	-6,31
PL-III-30	13,35 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,23	-5,17
PL-III-31	13,81 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,78	-6,37
PL-III-32	14,50 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,64	-4,84
PL-III-33	15,25 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,98	-5,27
PL-III-34	16,16 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,10	-5,16
PL-III-35	17,01 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,50	-5,74
PL-III-36	17,67 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,24	-5,64
PL-III-37	18,14 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,16	-4,63
PL-III-38	18,53 m	Inter/supramaré	Marga	3,08	-7,09
PL-III-39	18,91 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,32	-5,45
PL-III-40	19,61 m	Inter/supramaré	Estromatólito	3,26	-6,44
PL-III-41	20,42 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	1,82	-7,50
PL-III-42	21,19 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,27	-6,22
PL-III-43	22,03 m	Inter/supramaré	Marga	3,08	-6,95
PL-III-44	22,75 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	2,90	-6,24
PL-III-45	23,32 m	Submaré	<i>Grainstone</i>	3,30	-5,84
PL-III-46	23,85 m	Inter/supramaré	Marga	2,62	-7,09
PL-III-47	24,11 m	Inter/supramaré	Marga	2,28	-7,86
PL-III-48	24,39 m	Inter/supramaré	Marga	2,94	-6,42
PL-III-49	24,61 m	Inter/supramaré	Marga	1,77	-6,58
PL-III-50	25,07 m	Submaré	Brecha	2,05	-7,43
PL-III-51	25,49 m	Submaré	Brecha	2,30	-7,30
MÉDIA	-	-	-	2,77	-6,89

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da seção PL-I variam entre +1,83 e +4,61 ‰, com média de +3,35 ‰. Na seção PL-III, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam entre +1,16 e +3,64 ‰, com média de +2,77 ‰. Para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, a seção PL-I apresenta valores entre -10,32 e -4,65 ‰, com média de -6,48 ‰, enquanto os dados da seção PL-III variam entre -9,55 e -4,63 ‰, com média de -6,89 ‰ (figuras 37 e 38).

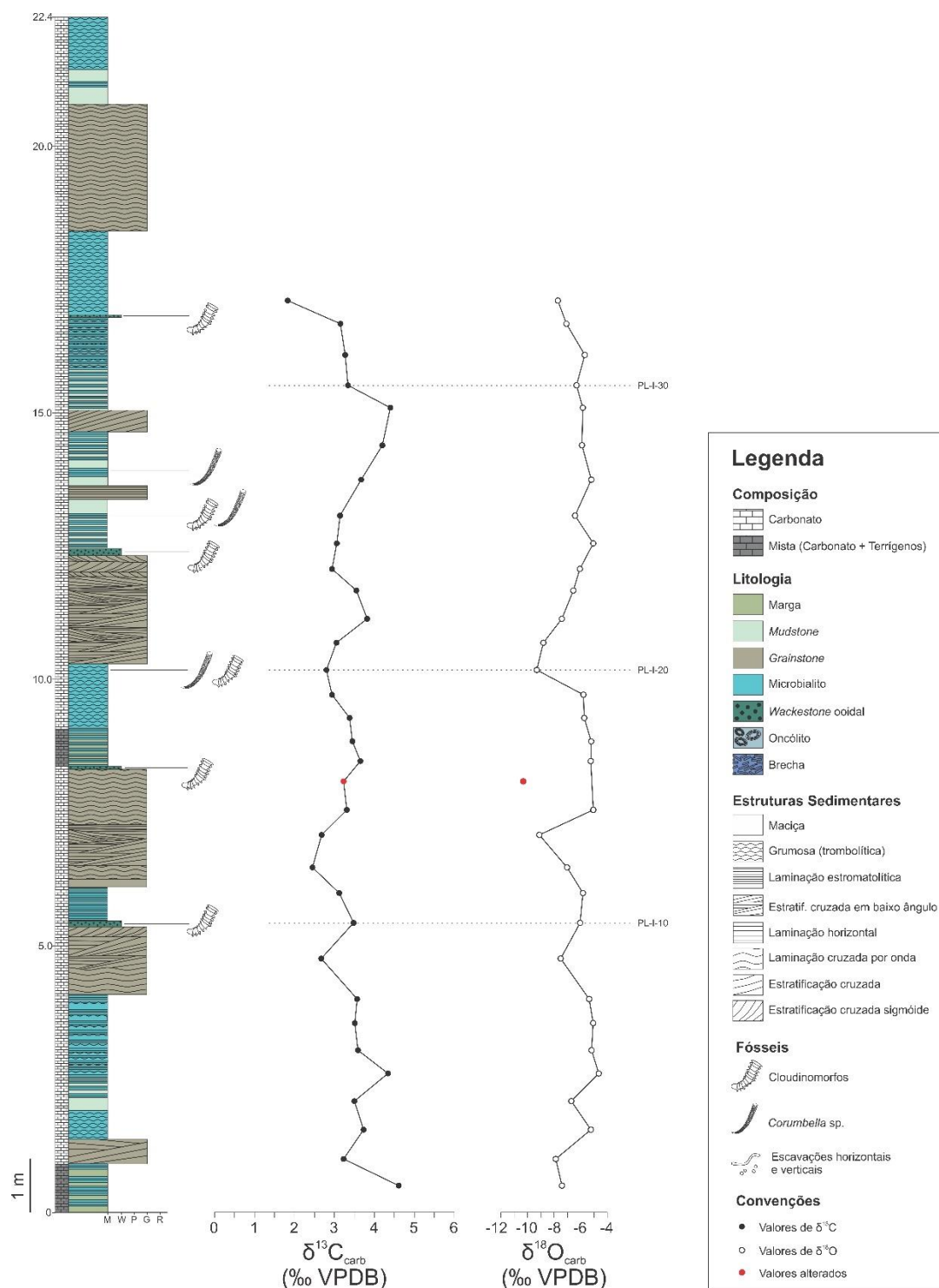


Figura 37: Seção colunar PL-I com o posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de tendência de variação isotópica de C e O.

Todas as curvas apresentam um aspecto geral relativamente pouco variante, formando platôs com suaves inflexões positivas ou negativas, e raras excursões abruptas de baixa magnitude. Exceção pode ser feita para a curva de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ da seção PL-I, que possui variações mais frequentes e marcantes.

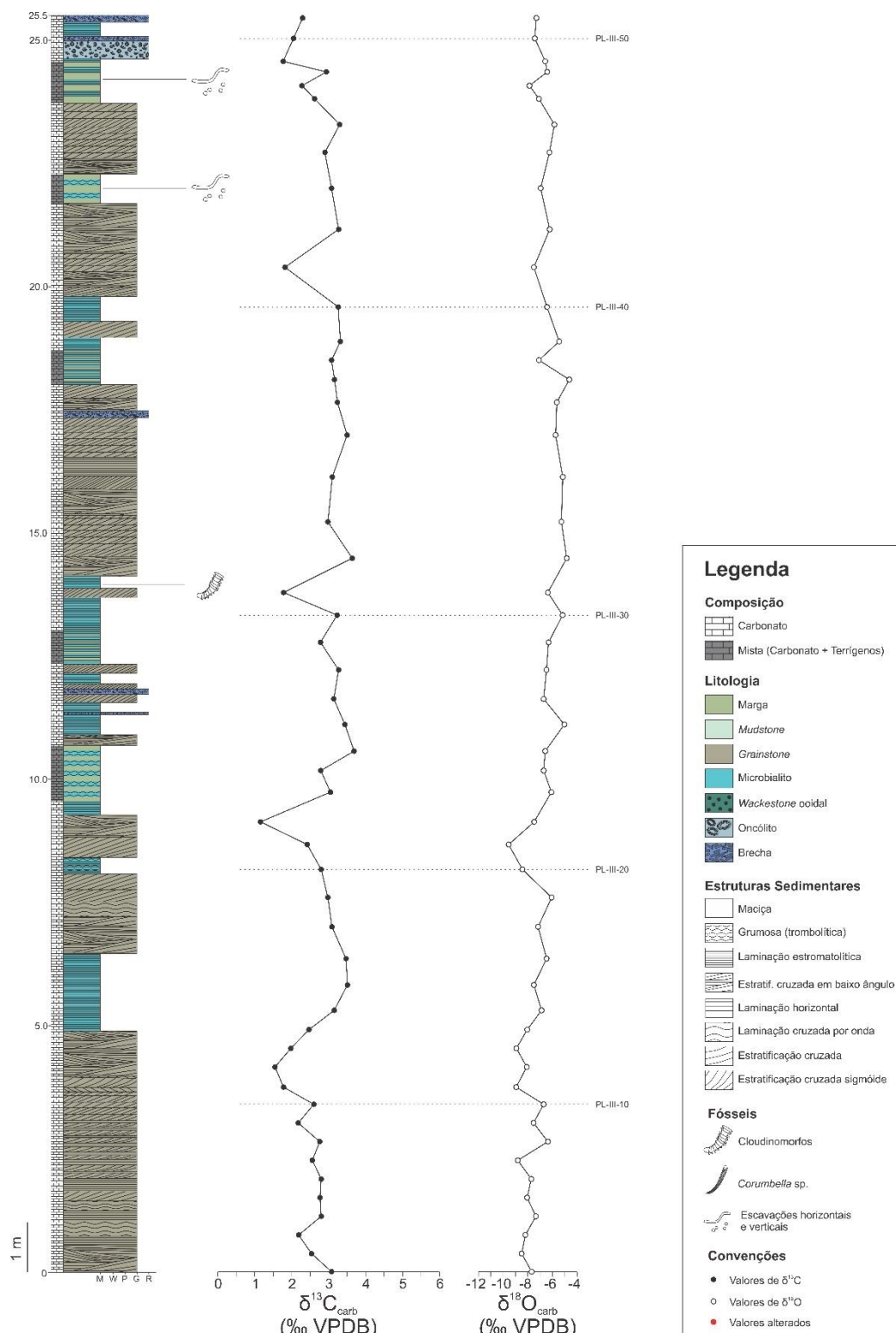


Figura 38: Seção colunar PL-III com o posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de tendência de variação isotópica de C e O.

7 DISCUSSÕES

7.1 Associações de fácies, sistema deposicional e análise estratigráfica da porção superior da Formação Tagatiya Guazu

As fácies sedimentares descritas em ambas as seções da porção de topo da Formação Tagatiya Guazu foram analisadas em conjunto e configuram associação típica de depósitos de perimará em contexto de rampa proximal barrada (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019). Neste sistema lagunar influenciado por maré, as fácies podem ser posicionadas em diferentes paleobatimetrias e porções da planície de perimará.

As fácies de *grainstones* e brecha (**Gm**, **Gca**, **Gcp**, **Gba**, **Gcs**, **Gco**, **Gph** e **B**) são interpretadas como depositadas em canais de maré em contexto de submaré, no qual predominam correntes de maré enchente e vazante de alta energia, capazes de erodir depósitos de intermaré (brecha) e transportar grãos nas frações areia fina a seixo que formam as dunas de baixa amplitude (dunas 2D e 3D) e marcas onduladas simétricas. Ainda em contexto de submaré, a fácies de *wackestone* ooidal (**Wo**) é interpretada como depositada nas porções entre canais, nas quais predomina deposição de lama e, subordinadamente, de grãos carbonáticos (ou não) e bioclastos trazidos pelos canais. As fácies microbiais e de granulação fina, tais como estromatólito planar, trombólito, *mudstone* e marga (**Ep**, **T**, **Mu** e **Ma**), por sua vez, são interpretadas como depositadas em contexto de intermaré devido à baixa energia necessária para sua formação e à reduzida espessura da lâmina d'água. Neste ambiente, trombólitos possivelmente tenham se formado em batimetrias ligeiramente maiores, próximas à região de submaré, uma vez que dependem de condições mais energéticas para se formar (RIDING, 2000, 2011). Já as fácies **Ep**, **Mu** e **Ma** dependem de condições de baixa energia para serem formadas, e possivelmente tenham sido depositadas nas porções mais rasas da região de intermaré e, talvez, até na região de supramaré, embora não tenham sido descritas evidências de exposição subaérea. No entanto, é importante ressaltar que tais evidências, como gretas, brechas salinas e de exposição e pseudomorfo de sais evaporíticos, foram descritas por Warren et al. (2019) em seções lateralmente correlatas às descritas neste trabalho.

Observa-se que os depósitos de inter/supramaré são predominantes na seção PL-I, intercalando-se com alguns níveis de fácies de submaré, caracterizando ambiente em posição mais proximal. Porém, a predominância de fácies de maior granulação, depositadas em canais de submaré, com fácies de águas mais rasas subordinadas,

posiciona a seção PL-III em uma configuração mais distal. Características tafonômicas, como a ocorrência de espécimes *in situ* de *Cloudina* e *Corumbella*, corrobora tal interpretação paleoambiental para a seção PL-I, uma vez que tais organismos são sugestivos de ambientes de águas mais rasas devido à sua associação com recifes microbiais (GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; HOFMANN; MOUNTJOY, 2001; PENNY et al., 2014; WARREN et al., 2017, 2011) e à disponibilidade de oxigênio (CUI et al., 2016a; HALL et al., 2013; JOHNSTON et al., 2012a, 2012b; TOSTEVIN et al., 2016; WOOD et al., 2015; ZHANG et al., 2018). É importante ressaltar que depósitos de plataforma carbonática são também descritos na Formação Tamengo, Brasil, na qual as ocorrências de *Cloudina* e outros organismos esqueletais mostram um forte controle faciológico e sempre são descritas em fácies depositadas em águas rasas (AMORIM et al., 2020; BOGGIANI et al., 2010).

A análise estratigráfica das seções se pautou na definição de ciclos de raseamento ascendente (*sensu* KERANS; TINKER, 1997) constituídos por fácies de submaré na base, sucedidas por fácies de inter/supramaré (Figs. 39 e 40). A análise das espessuras destes depósitos empilhados pode caracterizar distintos ciclos de progradação e retrogradação.

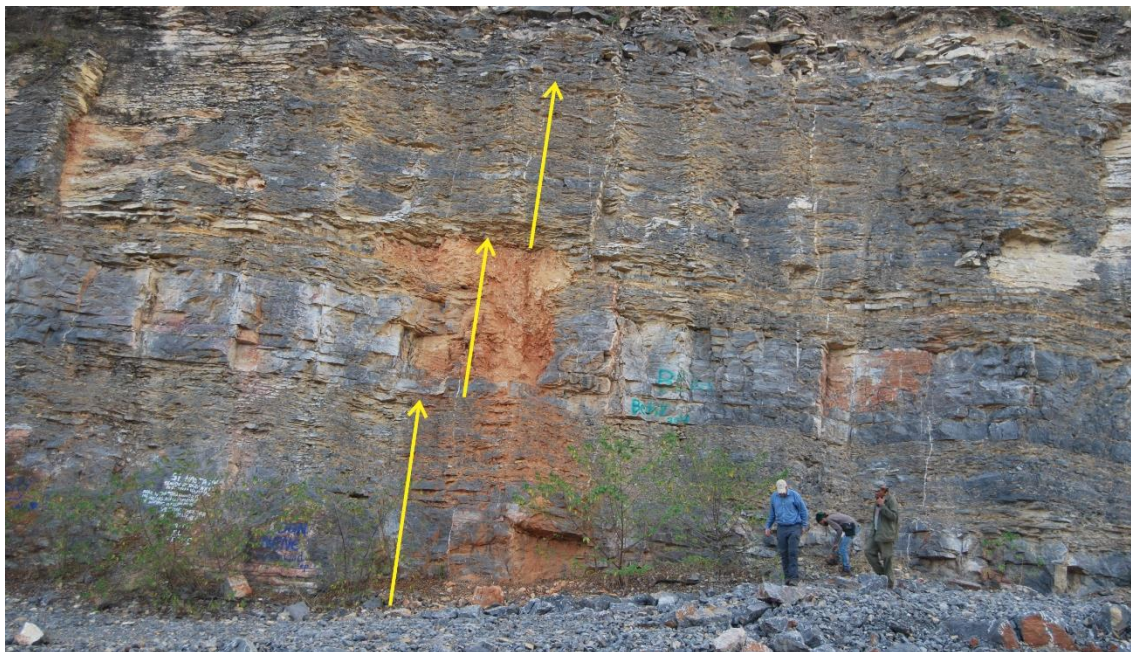


Figura 39: Afloramento da seção PL-I com setas (em amarelo) mostrando ciclos de perimaré com padrão de raseamento ascendente.

Os ciclos de raseamento ascendente são interpretados como depositados por aporte sedimentar que preenche toda acomodação disponível (KERANS; TINKER, 1997), passando gradativamente do nível de submaré para supramaré. Portanto, tais sucessões se formam porque a taxa de sedimentação excede a de acomodação, causando

progradação ou migração lateral dos depósitos (PRATT, 2011). Quando a sedimentação cessa, a geração de acomodação faz com que o sistema volte novamente ao nível de submaré (PRATT, 2011).

O ciclo ideal definido para a sucessão de perimará da Formação Tagatiya Guazu se inicia por fácies de brechas na base dos canais de maré, seguidas por *grainstones* com estratificação cruzada acanalada, planar, de baixo ângulo e laminação planar horizontal e cruzada por onda. O *wackestone* ooidal completa a sucessão basal constituída por depósitos de submaré. Acima destes, depósitos de intermaré são representados por trombólitos, seguidos por fácies depositadas em condições cada vez mais rasas e de menor energia, representadas por estromatólitos planares, margas e *mudstones* (Fig. 40).

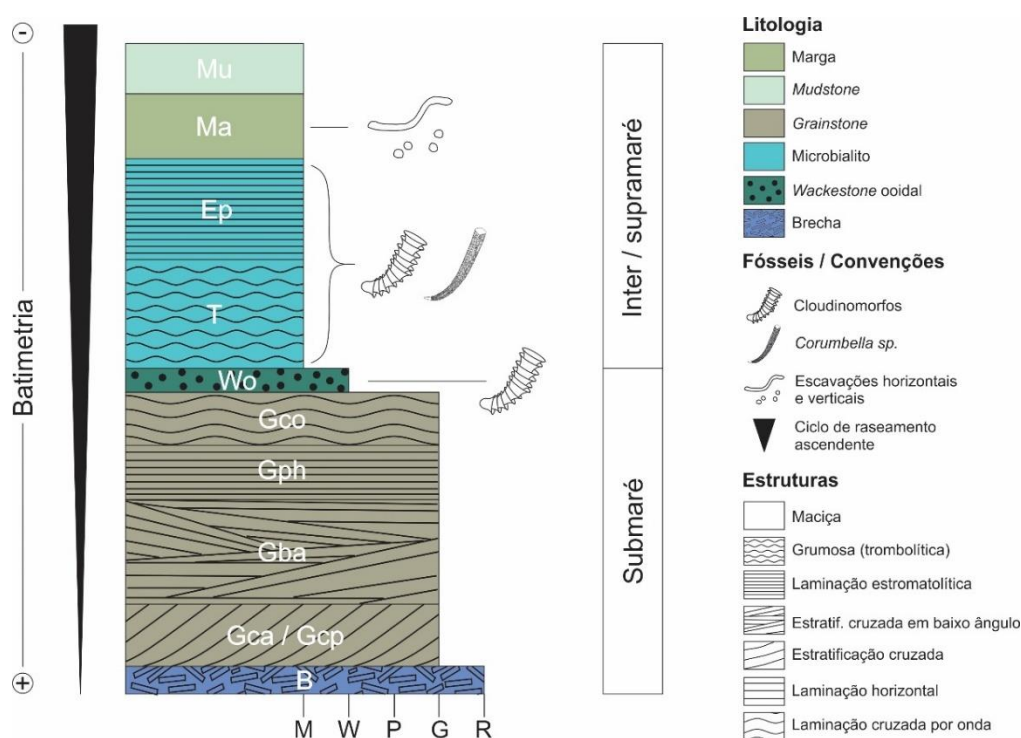


Figura 40: Ciclo ideal de raseamento ascendente definido para os depósitos de perimará da Formação Tagatiya Guazu. Com base nas observações de campo, um ciclo pode atingir até 6 m de espessura.

Os ciclos de raseamento ascendente possuem espessuras que variam entre 0,25 m e 6 m (figuras 41 e 42), constituindo sucessões que sugerem ciclicidade de alta frequência. Com base na análise da espessura de fácies de sub e inter/supramaré contidas em cada um destes ciclos, definiu-se ciclos de menor frequência de progradação e retrogradação (figuras 41 e 42). Neste sentido, o aumento na espessura das fácies de submaré em direção ao topo indicam que fácies de águas mais profundas se tornam predominantes em relação às fácies de águas mais rasas, indicando empilhamento com características retrogradacionais/transgressivas (e vice-versa, TUCKER, 1993).

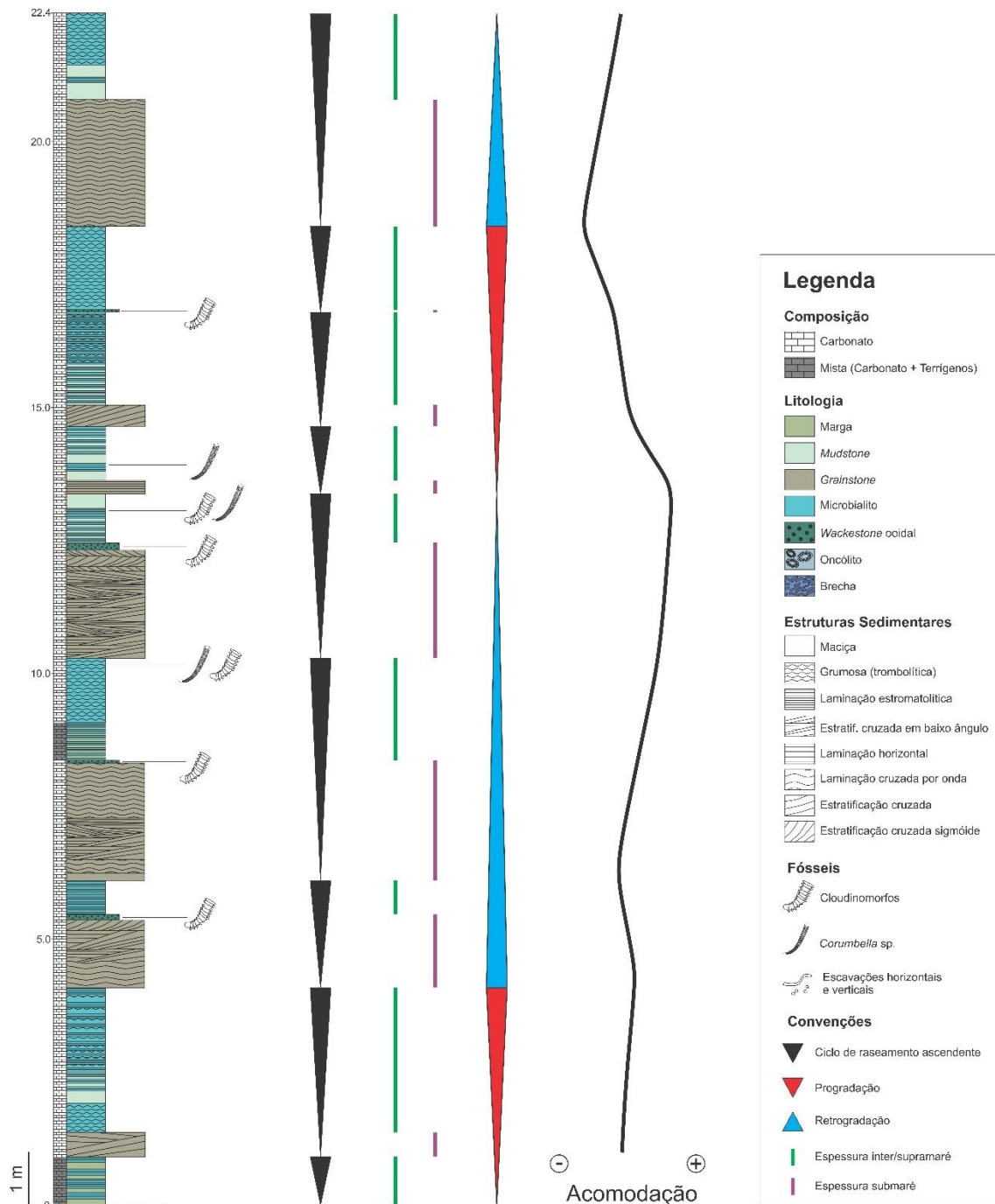


Figura 41: Ciclos de raseamento ascendente definidos com base na variação de espessura de fácies de sub e inter/supramaré e ciclos de progradação/retrogradação da seção PL-I.

Na seção PL-I (Figura 41), o predomínio de fácies finas e microbiais (fácies **Ep**, **Mu**, **Ma** e **T**) nos primeiros ~4 m é interpretado como resultado de um ciclo de progradação. Acima, a deposição das fácies **Gco** e **Gba** é predominante até os ~13 m de sucessão, indicando retrogradação. Um retorno a condições mais rasas é evidenciado pelo predomínio das fácies **Ep**, **Mu** e **T** até os ~18,5 m, definindo nova progradação. Por fim, uma nova retrogradação tem início por meio da deposição de um pacote das fácies **Gco**.

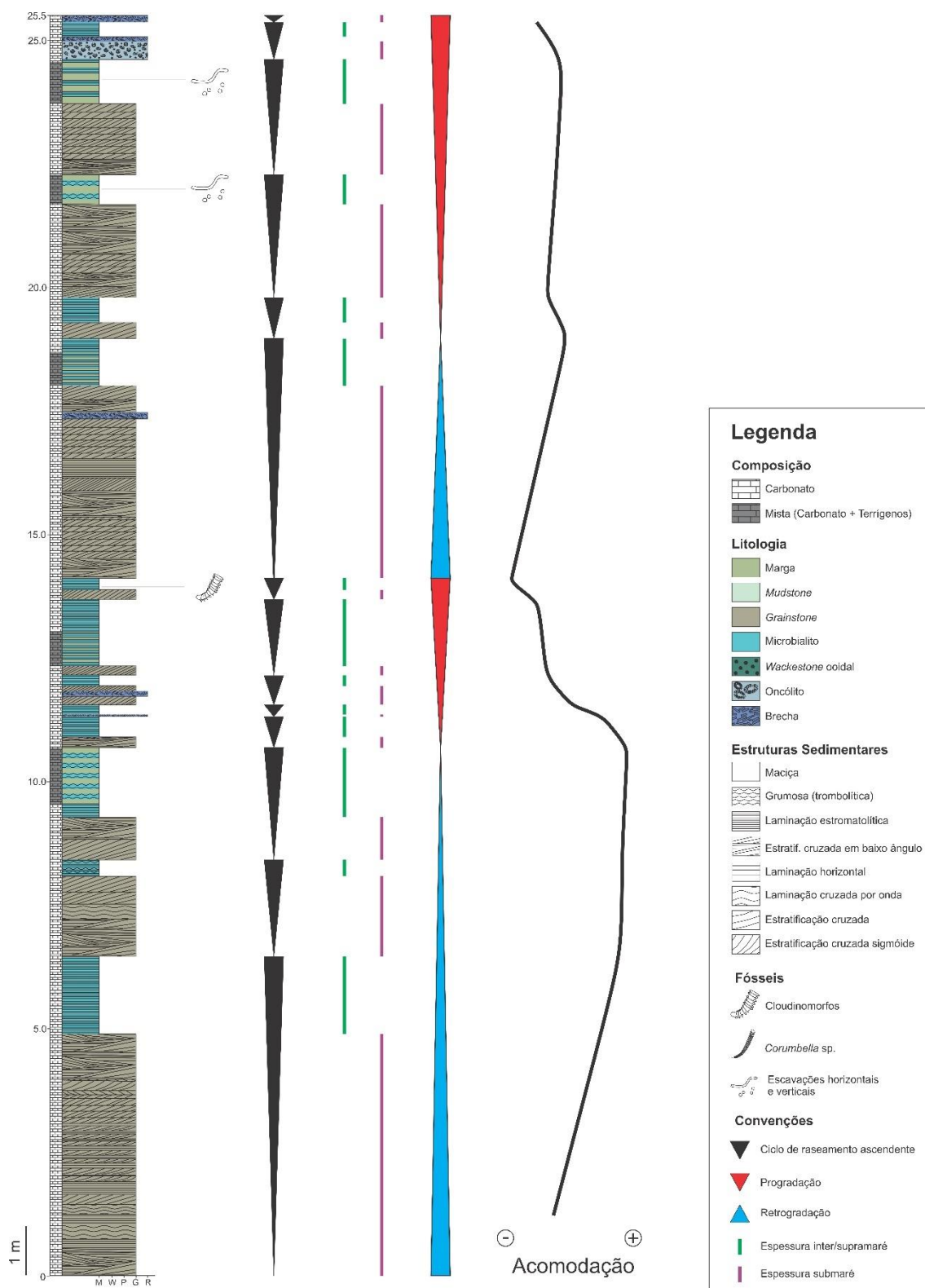


Figura 42: Ciclos de raseamento ascendente definidos com base na variação de espessura de fácies de sub e inter/supramaré e ciclos de progradação/retrogradação da seção PL-III.

Na seção PL-III (Figura 42), a ocorrência exclusiva de fácies de submaré (**Gph**, **Gba**, **Gco**, **Gca** e **Gcs**) nos ~5 m basais de sucessão e seu contínuo domínio até os ~11 m indicam um ciclo de retrogradação. Acima, até os ~ 14 m, um adelgaçamento das fácies

de submaré (**Gca**, **Gcp**, **Gba** e **B**), aliado a um espessamento de fácies de inter/supramaré (**Ep** e **Ma**), indica padrão progradacional. Um novo ciclo de retrogradação entre ~ 14 e 19 m é marcado pela deposição de espesso pacote das fácies **Gba**, **Gcp**, **Gca** e **Gph**. Por fim, as fácies de submaré voltam a passar por um adelgaçamento em direção ao topo, com um novo ciclo progradacional sendo marcado pela deposição das fácies **Ep**, **T** e **Ma**.

Os comportamentos progradacionais/retrogradacionais interpretados para ambas as seções são corroborados pelas curvas de acomodação (figuras 41 e 42). Tais curvas, construídas com base no desvio cumulativo de espessura de cada ciclo em relação à média geral (Plotagem de Fischer, Figura 43), representam a variação na acomodação disponível, gerada por eustasia e/ou tectônica (SADLER; OSLEGER; MONTANEZ, 1993). Aumentos nesse parâmetro representariam uma taxa de criação de acomodação que ultrapassa a taxa de sedimentação e, portanto, retrogradação do sistema (e vice-versa).

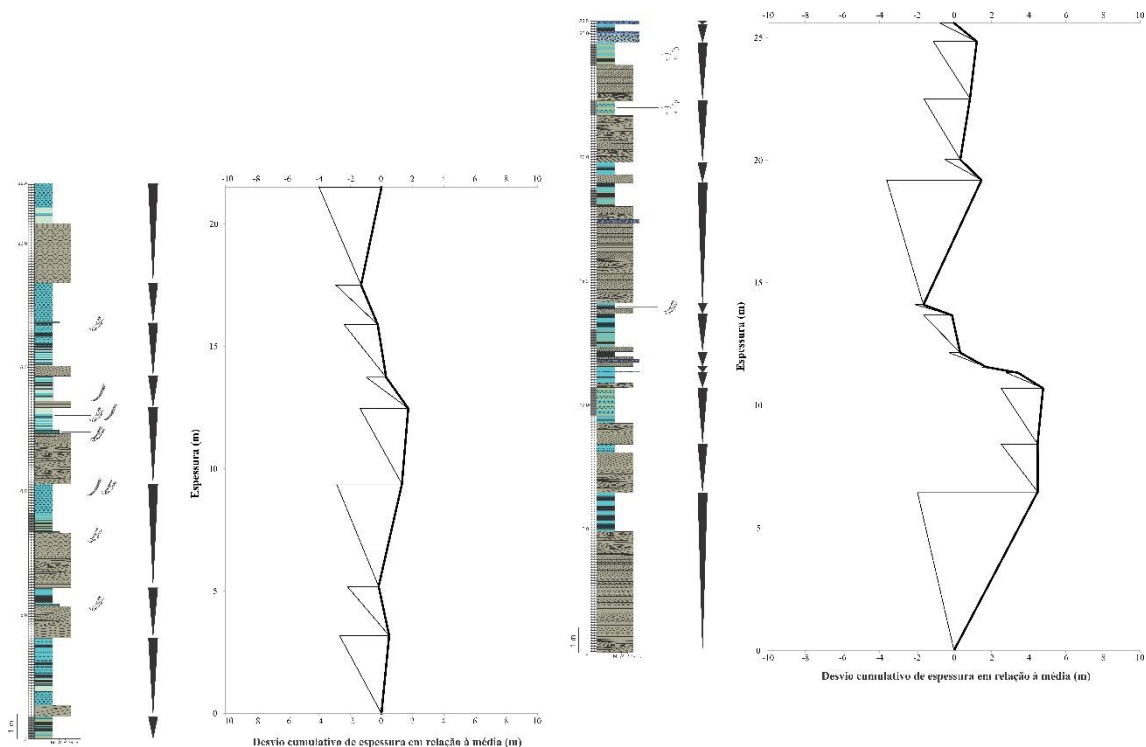


Figura 43: Plotagens de Fischer das seções PL-I e PL-III, com as quais foram construídas as curvas de acomodação.

É importante ressaltar que a variação batimétrica interpretada entre as fácies de submaré e inter/supramaré é reduzida, de modo que toda a sucessão possivelmente depositou-se acima da superfície de ondas de tempo bom, como atestado pela ciclicidade de alta frequência.

Com base na definição dos ciclos de progradação e retrogradação, a correlação entre as seções pôde ser interpretada (figuras 43 e 44). Como observado, ao sobrepor os

~ 20 m superiores da seção PL-I aos ~ 20 m inferiores da seção PL-III, obtém-se um alto grau de correlação entre os intervalos analisados. Dois ciclos de retrogradação e um de progradação caracterizam as sucessões no intervalo em questão, havendo pouco deslocamento vertical entre os níveis de transição interpretados, mesmo as seções distando ~ 11 km entre si (ver Fig. 12). Ademais, com este ajuste, as curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ passam a apresentar comportamento semelhante (Figura 44), tanto nas tendências observadas, quanto nas magnitudes dos aumentos e quedas dos valores aferidos. A correlação das sucessões de ciclos estratigráficos de menor frequência evidencia a atuação síncrona das variáveis deposicionais (eustasia, aporte e tectônica) nesta porção da bacia.

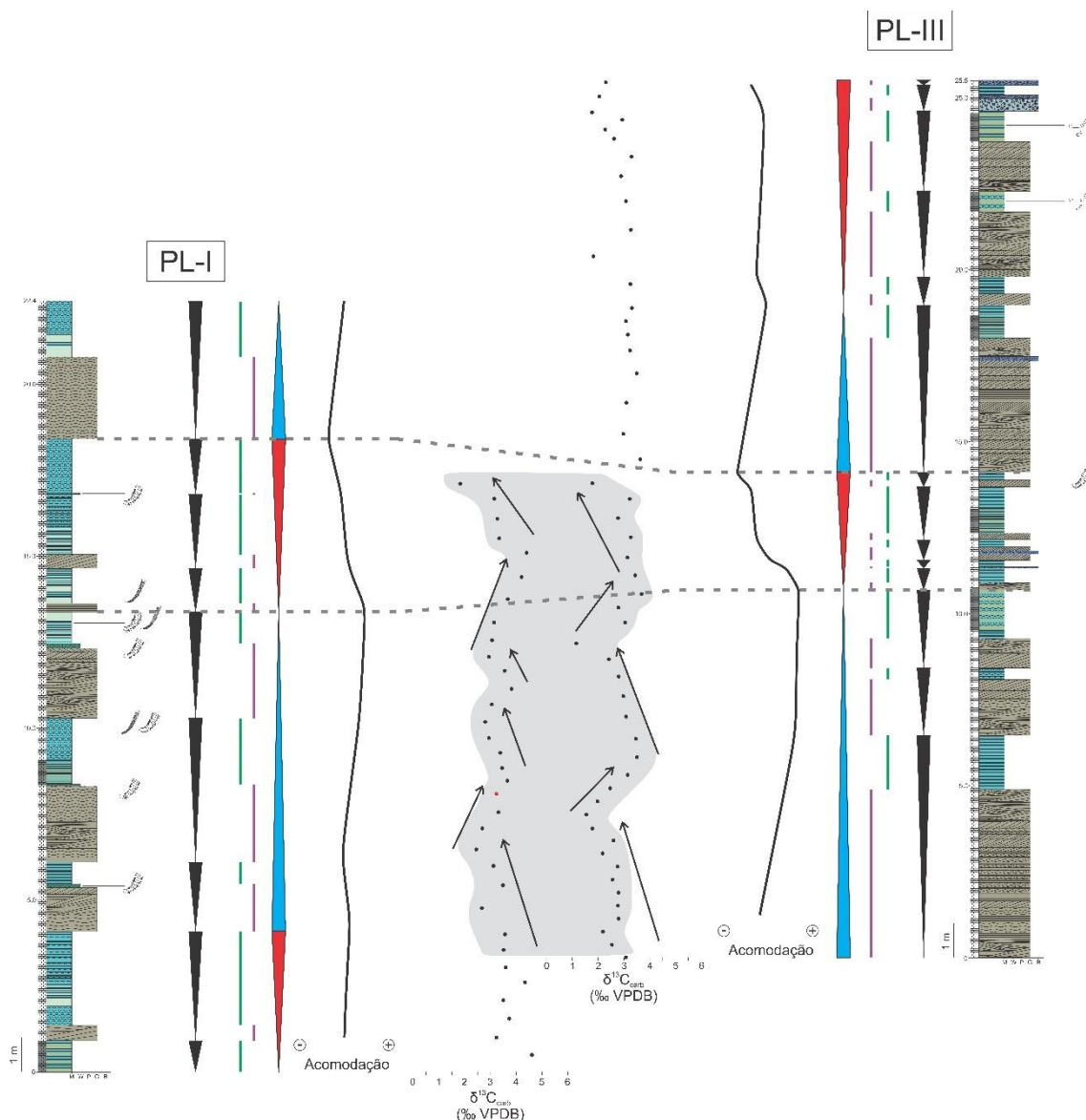


Figura 44: Correlação entre as seções PL-I e PL-III. Linhas e área cinzas indicam as principais superfícies e intervalos utilizados para a correlação.

7.2 Avaliação do sinal isotópico original

Dados de geoquímica elementar apontam para uma boa preservação do sinal isotópico original. Todas as amostras analisadas apresentam valores abaixo dos limites estabelecidos na literatura (BRAND; VEIZER, 1980; DERRY et al., 1994; FÖLLING; FRIMMEL, 2002; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994) para as razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca (figuras 29 e 30, Tabela 2). Exceção pode ser feita para a razão Rb/Sr, que supera os limites estabelecidos na literatura em algumas amostras. Porém, o caráter empírico destes limites (MELEZHIK et al., 2001) e o conjunto geral de razões geoquímicas aponta para ausência de alteração pós-deposicional.

Os enriquecimentos com padrões similares observados em Mn/Sr, Fe/Sr e Rb/Sr nas amostras PL-I-01, PL-I-04 e PL-I-22 (Figura 35) são provavelmente derivados de incipiente contaminação por argilominerais (LIU; WANG; MACDONALD, 2018; LIU; WANG; RAUB, 2013), uma vez que as concentrações de Sr permanecem muito altas (média de ~2390 ppm) e, portanto, não houve remoção do mesmo por processos pós-deposicionais. Já os enriquecimentos observados nas amostras PL-III-03, PL-III-17, PL-III-22, PL-III-23 e PL-III-38 (Figura 36) são provavelmente derivados da interação com fluidos pós-deposicionais, o que resultou em leve enriquecimento relativo em Mn, Fe e Rb, em relação ao empobrecimento em Sr (BRAND; VEIZER, 1980), visto que as concentrações deste elemento possuem média de ~740 ppm nestas amostras. A ocorrência concomitante de contaminação detritica, porém, não deve ser descartada. Uma dolomitização incipiente pode ser a responsável pelo igual aumento em Mg/Ca observado nas amostras citadas. Porém, como dito anteriormente, os baixíssimos valores de tais razões (Mn/Sr 0,022~0,781, Fe/Sr 0,159~8,995, Mg/Ca 0,002~0,020 Rb/Sr 0,003~0,032), descartam a possibilidade de alteração significativa do sinal isotópico por meio de tais processos.

A partir da análise dos dados de isótopos de C e O obtidos no presente trabalho, notou-se que apenas a amostra PL-I-15 possui valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ considerado ligeiramente alterado segundo os parâmetros de Fölling e Frimmel (2002) (-10,32‰). Desta forma, esta amostra foi considerada não detentora de sinal original e, portanto, foi excluída da interpretação paleoambiental. O restante das amostras da seção PL-I (32 amostras) possui valores acima de -10‰, com valor médio de -6,48‰ sendo consideradas, portanto, inalteradas. Seguindo este mesmo parâmetro de avaliação, todas as amostras da seção PL-

III (51 amostras) são também consideradas inalteradas, possuindo valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ de -6,89‰.

A aferição da autenticidade do sinal isotópico por covariância também indica baixa probabilidade de alteração do sinal original. Ao observar o gráfico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ para as amostras de ambas as seções (Figura 45), nota-se que os coeficientes de correlação para ambas as associações de submaré ($r^2 = 0,18$) e supra/intermaré ($r^2 = 0,18$) são muito baixos, sugerindo pouca, ou nenhuma, alteração pós-deposicional. Sendo assim, os dados obtidos provavelmente espelham os valores originais da água do mar ediacarano.

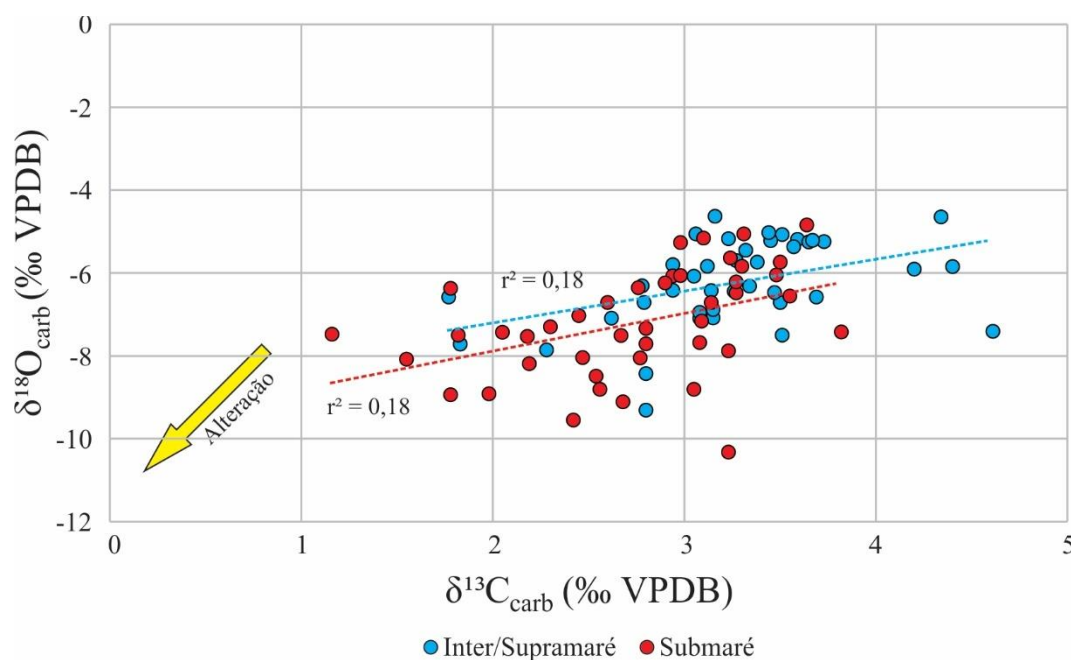


Figura 45: Gráfico $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ para amostras das seções PL-I e PL-III.

Devido ao fato da ação de mecanismos pós-deposicionais diminuir os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e aumentar os valores das razões Mn/Sr (BANNER; HANSON, 1990; BRAND; VEIZER, 1980; DERRY et al., 1994; FÖLLING; FRIMMEL, 2002; JACOBSEN; KAUFMAN, 1999; MELEZHIK et al., 2001; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994; PANDIT et al., 2003), em caso de alteração significativa seria esperada forte correlação negativa para o *crossplot* entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. Mn/Sr (figuras 46A e 46B, respectivamente). Sendo assim, os baixos valores obtidos para o coeficiente de correlação (r^2) em ambos os casos, juntamente aos baixíssimos valores obtidos para a razão Mn/Sr, descartam a possibilidade de alteração pós-deposicional significativa.

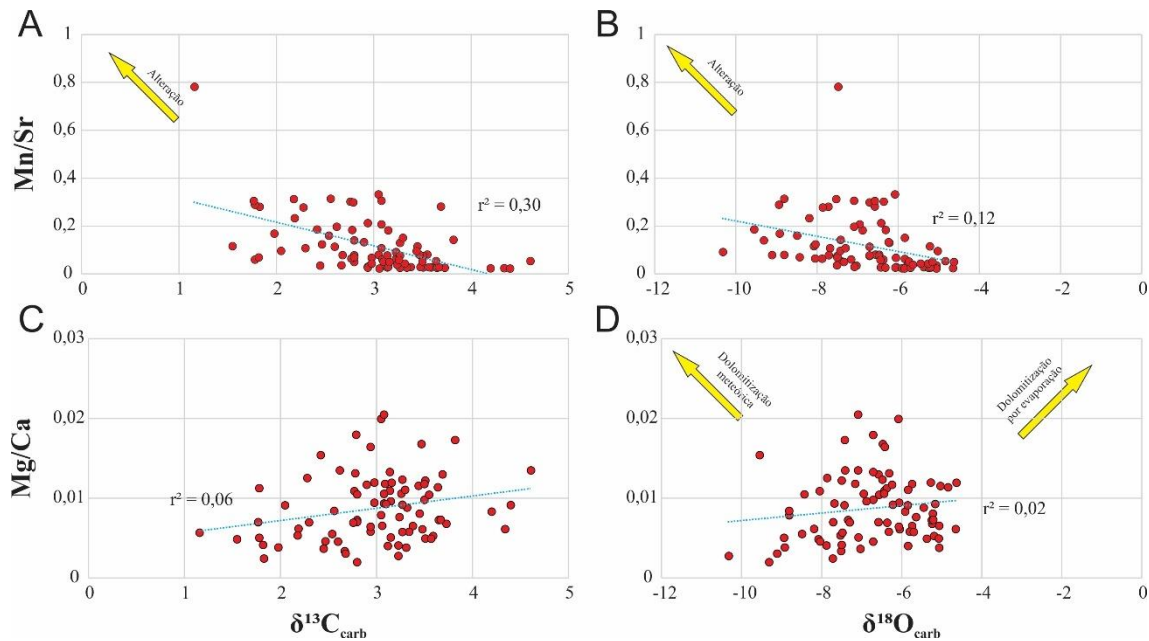


Figura 46: Gráficos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. Mn/Sr e Mg/Ca para as amostras analisadas.

A dolomitização, por sua vez, tende a aumentar as razões Mg/Ca (DERRY et al., 1994). Caso tenha origem evaporativa, tal processo tornará os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais positivos. Por outro lado, caso a origem seja meteórica, tornará os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos (AZMY et al., 2001; LU; MEYERS, 1998; PANDIT et al., 2003). Os baixos coeficientes de correlação entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. Mg/Ca (Figura 46C e 46D, respectivamente), porém, também sugerem ausência de dolomitização e de alteração significativa do sinal isotópico.

7.3 Implicações paleoambientais das variações dos isótopos de C e O

As diversas sucessões ao redor do mundo detentoras do Platô Positivo Ediacarano (EPIP) e da assembleia fóssil típica do Ediacarano Terminal apresentam valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ que são comumente atribuídos à altas taxas de produtividade primária e soterramento de matéria orgânica (CUI et al., 2016a, 2016b, 2019; GROTZINGER et al., 1995; HALL et al., 2013; SAYLOR et al., 1998; SCHRÖDER; GROTZINGER, 2007; WARREN et al., 2014; WOOD et al., 2015). Ambos fatores tendem a enriquecer em ^{13}C o reservatório de carbono inorgânico dissolvido (CID) do meio, produzindo aumentos na razão $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (DERRY; KAUFMAN; JACOBSEN, 1992; HAYES; STRAUSS; KAUFMAN, 1999; KAUFMAN; KNOLL, 1995; KUMP; ARTHUR, 1999; MCCONNAUGHEY et al., 1997). As altas taxas de produtividade primária estariam relacionadas à grande quantidade de nutrientes nas bacias trazidos por correntes

ressurgentes profundas (CHEN et al., 2015c; SPANGENBERG et al., 2014) e pelo aumento das taxas de intemperismo continental, indicado por valores também elevados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (CUI et al., 2015; HALVERSON et al., 2007; KAUFMAN; JACOBSEN; KNOLL, 1993; KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; SAWAKI et al., 2010). O incremento no soterramento de matéria orgânica estaria relacionado à baixa disponibilidade de oxigênio na coluna d'água, o que teria causado a estratificação do oceano (ADER et al., 2009; CUI et al., 2016a; JIANG et al., 2007; WANG et al., 2014; WOOD et al., 2015). Deste modo, o pouco oxigênio disponível estaria contido na camada superior das áreas mais rasas das plataformas continentais, com águas profundas experimentando condições anóxicas ferruginosas e até mesmo euxínicas, facilitando o processo de soterramento e preservação de matéria orgânica (CUI et al., 2016a, 2016b, 2019; SPANGENBERG et al., 2014; TOSTEVIN et al., 2019; WEI et al., 2018a; WOOD et al., 2015; ZHANG et al., 2018).

Devido à semelhança entre os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ obtidos para a Formação Tagatiya Guazu e outras seções detentoras do EPIP, é provável que sua assinatura isotópica esteja relacionada a altas taxas de produtividade primária e soterramento de matéria orgânica (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019). É importante ressaltar que existe uma clara relação entre o padrão de variação de fácies e o comportamento da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, sugerindo controle cíclico nos valores isotópicos obtidos. Em intervalos onde há predomínio de deposição de fácies de águas mais proximais (inter/supramaré), como estromatólitos planares e trombólitos, as curvas de carbono geralmente apresentam tendência crescente para o topo (como observado abaixo dos 5 e 15m da seção PL-I e acima dos 5 e 10m da seção PL-III, figuras 47 e 48). Por outro lado, em intervalos caracterizados por fácies depositadas em condições mais profundas e distais (como *grainstones* de canais de submaré), as curvas de carbono geralmente apresentam tendência decrescente para o topo (como observado na base e ao redor dos 7 m da seção PL-III), ou até mesmo quedas bruscas (como observado na base da seção PL-I e próximo aos 9, 14 e 20m da seção PL-III, figuras 47 e 48). Tal relação se torna mais clara quando fácies de sub e inter/supramaré são analisadas separadamente. As fácies mais rasas (**Ep, Mu, Ma e T**) apresentam variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre +1,77 e +4,61 ‰, com média de +3,26 ‰, enquanto fácies mais profundas (**Gm, Gca, Gcp, Gba, Gcs, Gba, Gco, Wo, B e O**) apresentam variação entre +1,16 e +3,82 ‰, com média de +2,75 ‰. Este padrão se reflete também nas seções como um todo. Para a seção PL-I, interpretada como depositada em condições mais rasas, os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam entre

+1,83 e +4,61 ‰, com média de +3,35 ‰. Enquanto que na seção PL-III, interpretada como depositada em condições mais profundas, a variação aferida oscila entre +1,16 e +3,64 ‰, com média de +2,77 ‰.

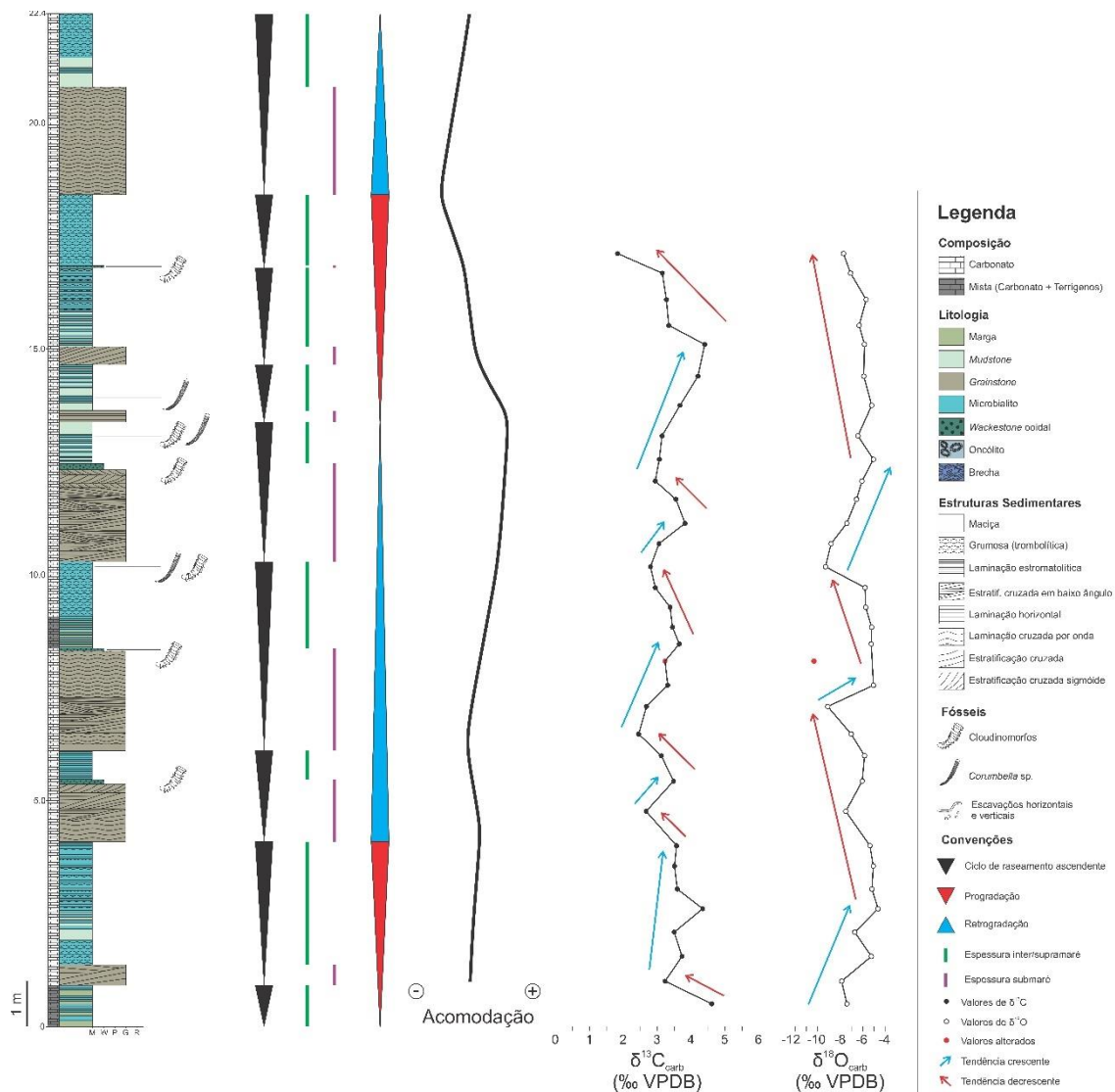


Figura 47: Seção colunar PL-I com o posicionamento estratigráfico das amostras, ciclos de raseamento ascendente e de progradação/retrogradação, espessura de sub e inter/supramaré e curvas de tendência de variação isotópica de C e O.

Embora o claro controle faciológico nos valores de $\delta^{13}C_{carb}$ possa resultar de mecanismos diagenéticos e/ou pós-diagenéticos preferenciais (e.g. percolação de fluidos em fácies mais porosas e permeáveis), as correlações entre as razões geoquímicas de Mn/Sr e Mg/Ca apontam para a preservação do sinal isotópico original. Sendo assim, a origem das diferentes assinaturas isotópicas observadas para as associações de submaré e inter/supramaré está na ciclicidade de alta frequência observada na deposição da Formação Tagatiya Guazu, que se reflete no comportamento dos valores de $\delta^{13}C_{carb}$.

Analizados em conjunto, tais dados sugerem a existência de um gradiente isotópico relacionado à batimetria da bacia durante a deposição.

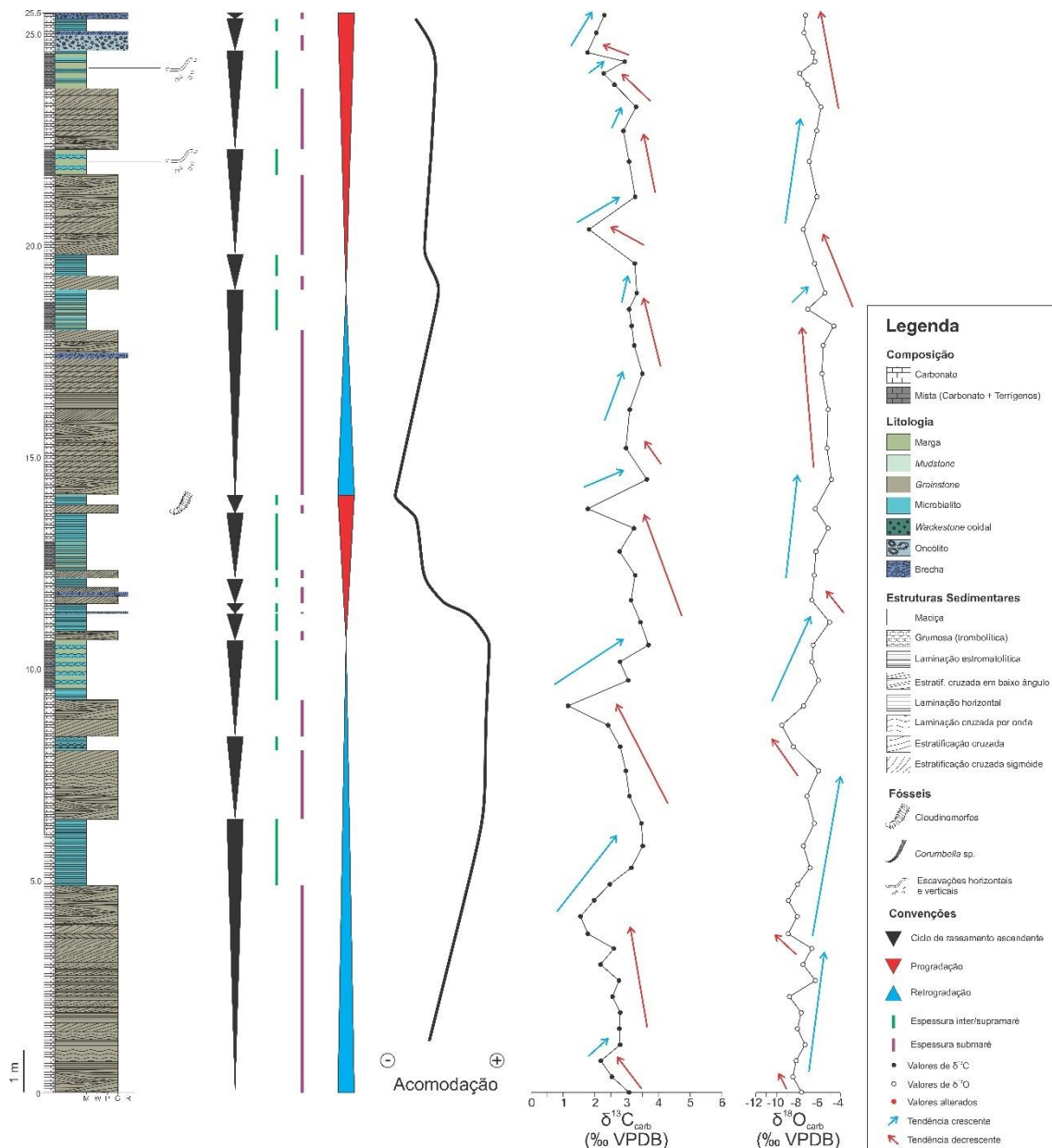


Figura 48: Seção colunar PL-III com o posicionamento estratigráfico das amostras, ciclos de raseamento ascendente e de progradação/retrogradação, espessura de sub e inter/supramaré e curvas de tendência de variação isotópica de C e O.

A maior proximidade das fácies de inter/supramaré com as águas superficiais, que apresentam maiores taxas de produtividade primária, poderia ser responsável por gerar os valores mais positivos observados nestes depósitos. Por outro lado, fácies de submaré são interpretadas como depositadas em condições de águas mais profundas, mais enriquecidas em ^{12}C , gerando os valores menos positivos. O enriquecimento em ^{12}C pode ser gerado de duas maneiras no ambiente em questão: a) anoxia em águas mais profundas,

gerada pela restrição fisiográfica da plataforma na qual se depositou a Formação Tagatiya Guazu (WARREN et al., 2019) e/ou pela baixa concentração generalizada de O₂ durante o Ediacarano terminal (CUI et al., 2016a, 2016b; TOSTEVIN et al., 2019; WEI et al., 2018a; WOOD et al., 2015; ZHANG et al., 2018); ou b) diminuição das taxas de produtividade primária à medida que se afasta da zona fótica (DING et al., 2020; HOLLANDER; SMITH, 2001; JIANG et al., 2007; KUMP, 1991; WANG et al., 2014, 2016) e/ou progressiva oxidação da matéria orgânica durante seu transporte para o fundo (KUMP, 1991). A primeira hipótese implicaria numa quimioclina mais rasa, situada entre os ambientes de inter e submaré, ao passo que a segunda hipótese situaria a quimioclina em batimetria ligeiramente mais profunda.

De qualquer maneira, ambas as hipóteses resultam na deposição de rochas de águas mais profundas que incorporam CID depletado em ¹³C em relação ao existente nas porções mais rasas, produzindo um sinal menos positivo e o gradiente isotópico observado. Deste modo, a ciclicidade de alta frequência na deposição dos carbonatos de perimaré da Formação Tagatiya Guazu se materializa na variação também cíclica dos valores de isótopos de carbono.

Gradiente isotópico semelhante é reportado na Formação Tamengo, Brasil, onde seções depositadas em ambientes de águas mais rasas possuem leve enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (~1‰) em relação às depositadas em ambientes de águas mais profundas (BOGGIANI et al., 2010; RIVERA, 2019). Ademais, este padrão também é observado, embora com maior intensidade (>5~10‰ para ambos $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), no Grupo Nama, Namíbia (WOOD et al., 2015), formações Doushantuo e Dengying, China (ADER et al., 2009; DING et al., 2020; JIANG et al., 2007; WANG et al., 2014, 2016, 2017; WANG; SHI, 2009) e Formação Wonoka, Austrália (CALVER, 2000), bem como casos atuais, observados no Mar Negro e no Fiorde Framvarem, na Noruega (VOLKOV, 2000). Os gradientes mais pronunciados observados em sucessões na Namíbia, China e Austrália são possivelmente causados pela intensa estratificação redox observada nessas sucessões, sendo interpretados como produto de anoxia em águas profundas pelos autores citados acima. Na Formação Tamengo, essa estratificação é interpretada como sendo menos intensa, depositada em um ambiente isotopicamente mais homogeneizado (RIVERA, 2019). O mesmo é interpretado para a Formação Tagatiya Guazu (caso a hipótese da anoxia seja comprovada), como atestado pelo gradiente menos pronunciado, pela menor variação batimétrica e pela ciclicidade de alta frequência. Embora haja semelhanças e diferenças entre as sucessões ediacaranas ao redor do mundo e as duas seções estudadas,

a variação isotópica de C_{carb} de alta frequência aliada ao baixo fracionamento isotópico presente na Formação Tagatiya Guazu não é tão evidente nas outras seções supracitadas.

Situações discrepantes ao padrão observado, entretanto, também ocorrem de maneira pontual, como observado logo abaixo dos 10 m da seção PL-I (Figura 47). Neste intervalo, embora ocorra predomínio de fácies de inter/supramaré, observa-se tendência decrescente nos valores isotópicos. Esse comportamento é interpretado como causado pela superimposição de ciclo geral de menor frequência de retrogradação, que ao espessar a lâmina d'água, acaba por posicionar a deposição de fácies de inter/supramaré em águas mais profundas e, portanto, menos enriquecidas em ^{13}C . Intervalos nos quais mesmo a soma de progradação e fácies de inter/supramaré não é suficiente para configurar tendência crescente, havendo um declínio nos valores (topo do intervalo amostrado da seção PL-I, Figura 47), são tentativamente interpretados como resultado de aumentos na taxa de remineralização de matéria orgânica (que gera CID depletado em ^{13}C), ou diminuições no soterramento e produtividade primária. O contrário também ocorre, ou seja, intervalos de arquitetura retrogradacional com depósitos de submaré apresentando excursão positiva nos valores de $\delta^{13}C_{carb}$ (como observado aos ~ 7 m da seção PL-I, Figura 47). Nestes casos, um aumento nas taxas de produtividade primária e soterramento de matéria orgânica poderiam explicar a tendência observada. É importante ressaltar que tais exceções aparentam não possuir relação direta com a batimetria e o gradiente isotópico, podendo então serem derivadas de fatores extrínsecos, tais como mudanças regionais no aporte de sedimentos e nutrientes à bacia e eventos de proliferação ou morte em massa de organismos autotróficos.

A presença de *Cloudina*, *Corumbella* e diferentes tipos de icnofósseis fornece informações adicionais quanto às condições redox do ambiente no qual a Formação Tagatiya Guazu se depositou. O surgimento de *Cloudina* e outros organismos esqueletais no Ediacarano Terminal está diretamente relacionado ao EPIP e à anomalia positiva que o precede, como pode ser observado em sucessões em Omã, China, Namíbia, Sibéria, Argentina e Brasil (AMTHOR et al., 2003; BOGGIANI et al., 2010; BOWRING et al., 2007; CUI et al., 2016a, 2016b, 2019; GROTZINGER et al., 1995; HALL et al., 2013; WOOD et al., 2015). Segundo alguns autores, o aumento gradual na quantidade de oxigênio disponível ao longo do Ediacarano Terminal nas porções rasas de plataformas carbonáticas ao redor do mundo teria sido fator determinante no surgimento dos organismos esqueletais da Assembleia Nama, tal como observado no Brasil, China e Namíbia (LING et al., 2013; SPANGENBERG et al., 2014; WEI et al., 2018b, 2020;

WOOD et al., 2015). O aumento na oxigenação, por sua vez, teria sido causado pelas altas taxas de produtividade primária (fotossíntese por algas e cianobactérias), fenômeno responsável pela liberação de grandes quantidades de O₂ à atmosfera e às camadas superiores da coluna d'água (HALL et al., 2013; ISHIKAWA et al., 2008; LING et al., 2013; MALOOF et al., 2010; SPANGENBERG et al., 2014; WEI et al., 2018b, 2020). Segundo Cui et al. (2016b), embora ainda permanecessem abaixo dos níveis atuais (CHEN et al., 2015b; KAH; BARTLEY, 2011), os níveis de oxigênio teriam cruzado o limite para suportar o metabolismo de animais (KNOLL; SPERLING, 2014; MILLS; CANFIELD, 2014; PLANAVSKY et al., 2014; SPERLING; KNOLL; GIRGUIS, 2015).

Condições anóxicas, porém, predominavam em boa parte das águas mais profundas em mares estratificados, e flutuações no estado redox e na quimioclina eram frequentes, como atestam estudos na Formação Tamengo (SPANGENBERG et al., 2014) e no Grupo Nama (WOOD et al., 2015). Estas flutuações sugerem que os primeiros organismos esqueletais podem ter desenvolvido a habilidade de sobreviver a episódios de anoxia em águas rasas, mas que, de maneira geral, se mantinham restritos a refúgios de águas oxidantes (CUI et al., 2016a, 2016b; HALL et al., 2013; JOHNSTON et al., 2012a, 2012b; TOSTEVIN et al., 2016; WOOD et al., 2015; ZHANG et al., 2018). Portanto, seja o gradiente isotópico aqui observado causado por anoxia em águas mais profundas ou pela simples diminuição das taxas de produtividade juntamente à progressiva oxidação de matéria orgânica, é evidente que as águas mais rasas do ambiente onde se depositou a Fm. Tagatiya Guazu se apresentavam oxigenadas. Tal interpretação se baseia nas seguintes evidências: a) proximidade paleogeográfica da Formação Tagatiya Guazu com a Formação Tamengo durante a época de deposição; b) presença de assembleia fóssil caracterizada por organismos dependentes de concentrações de oxigênio maiores e mais estáveis; c) semelhanças sedimentológicas e geoquímicas com outras sucessões ao redor do mundo, e d) presença de icnofósseis em fácies de águas mais rasas.

Por ter sido depositada em ambiente lagunar parcialmente restrito (WARREN, 2011; WARREN et al., 2017, 2019), as variações isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Tagatiya Guazu podem estar associadas a mudanças em duas condicionantes ambientais, notadamente as taxas de evaporação e salinidade. Em bacias com conexão oceânica restrita, a evaporação tende a carrear os isótopos mais leves para fora do sistema, obliterando a assinatura que seria gerada pela incorporação preferencial de ^{16}O em águas quentes (ALLAN; MATTHEWS, 1982; THUNELL; WILLIAMS; HOWELL, 1987). Sendo assim, aumentos na razão $\delta^{18}\text{O}$ podem ser tentativamente interpretados como

possíveis aumentos na temperatura, e não quedas, como esperado no caso de plataforma aberta ao oceano (ALLAN; MATTHEWS, 1982; THUNELL; WILLIAMS; HOWELL, 1987).

A salinidade também pode estar relacionada com tal processo, uma vez que altas taxas de evaporação aumentam relativamente a concentração de sais no meio. Sendo assim, aumentos na salinidade também podem ser pontualmente inferidos durante aumentos positivos da razão $\delta^{18}\text{O}$ (ALLAN; MATTHEWS, 1982). De fato, a presença de níveis pontuais de *tepees* e pseudomorfos de sal, reforça a hipótese de deposição das rochas carbonáticas em ambiente evaporítico sujeito a variações de salinidade (WARREN, 2011; WARREN et al., 2019). Ademais, tendências de aumento de $\delta^{18}\text{O}$ estão em sua maioria relacionadas a decréscimos em $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, o que pode ser interpretado como diminuição de produtividade por aumento de salinidade. Por outro lado, curvas de tendência negativas estariam relacionadas a quedas na temperatura, o que também resultaria em diminuição na taxa de evaporação e na salinidade do meio.

Portanto, o ambiente no qual se depositou a Formação Tagatiya Guazu pode ser interpretado, em geral, como ambiente de altas temperaturas, associadas às altas taxas de evaporação e salinidade, além de altas taxas de soterramento de matéria orgânica e produtividade primária. Nesse contexto, a sedimentação era controlada por variações batimétricas de alta frequência, que se refletiam tanto nas fácies depositadas quanto na assinatura isotópica das mesmas, devido à existência de um gradiente isotópico.

7.4 Idade e correlação com unidades ediacaranas ao redor do mundo

A correlação de unidades ediacaranas ao redor do mundo se baseia predominantemente na correspondência de padrões quimioestratigráficos, bioestratigráficos e datações radiométricas (NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020). Embora não havendo consenso no que tange as causas e implicações paleoambientais, os padrões de comportamento isotópico, como as anomalias negativas Shuram e BACE (*Basal Cambrian Negative Carbon Isotope Excursion*) e o platô positivo EPIP (*Late Ediacaran Positive Carbon Isotope Plateau*), são comumente utilizados para fins de correlação global entre as unidades ao redor do globo (NARBONNE et al., 2012; XIAO et al., 2016; XIAO; NARBONNE, 2020).

A ocorrência da assembleia fóssil contendo *Cloudina*, *Corumbella* e *Namacalathus*, associada ao platô positivo EPIP, possibilitam correlacionar a Formação

Tagatiya Guazu com outras unidades depositadas ao final do Ediacarano (Figura 48; WARREN, 2011), tais como a porção inferior do Grupo Ara, Omã (AMTHOR et al., 2003), a porção superior do subgrupo Kuibis e o subgrupo Schwarzrand, Namíbia (GROTZINGER et al., 1995; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000; RIES et al., 2009; WOOD et al., 2015), as porções média e superior da Formação Dengying, China (ZHOU; XIAO, 2007), a porção de topo da Formação Polanco, Uruguai (FREI et al., 2011; GAUCHER et al., 2004, 2009), a porção superior da Formação Tamengo, Brasil (BOGGIANI et al., 2010), e a Formação Loma Negra, Argentina (GÓMEZ PERAL et al., 2007).

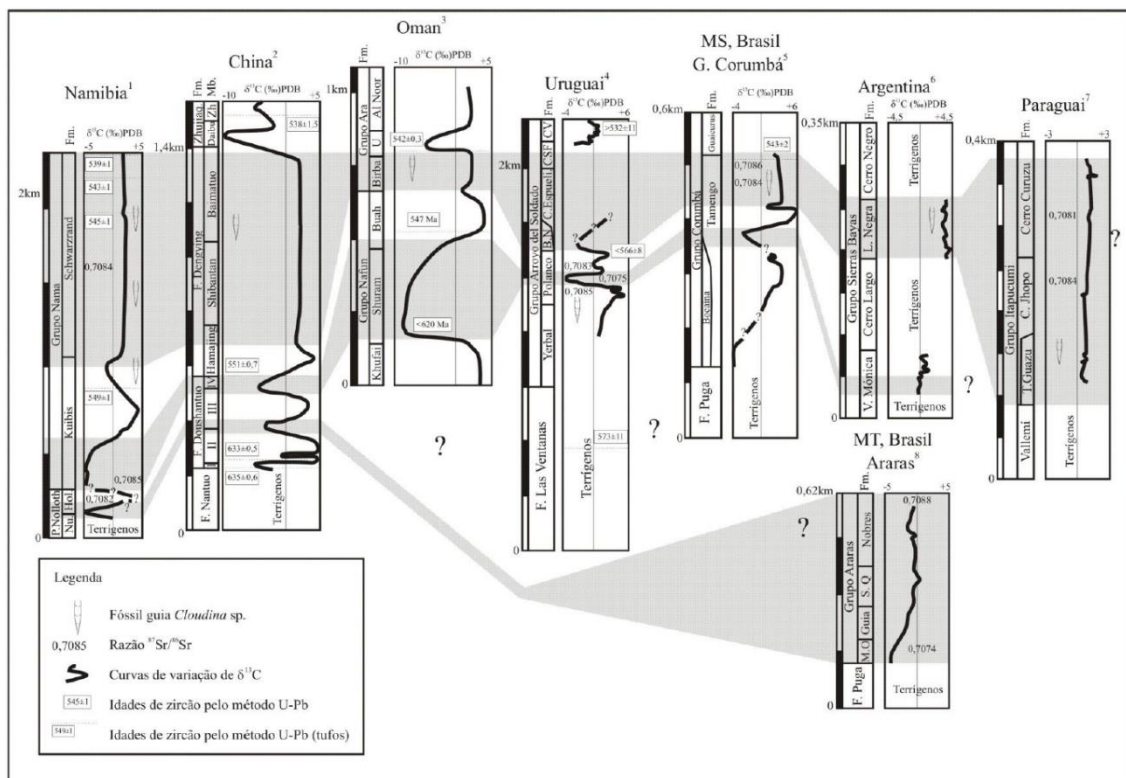


Figura 48: Correlação de dados geoquímicos, paleontológicos e geocronológicos do Grupo Itapucumi e demais sucessões ediacaranas ao redor do globo (extraído de WARREN, 2011).

Com base nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, datações radiométricas e/ou presença de fósseis-guia pode-se também correlacionar (preliminarmente) a Formação Tagatiya Guazu com a Formação Sete Lagoas, Brasil (UHLEIN et al., 2019), formações Ust’Yudoma (ZHU et al., 2017), Khatyspyt, Turkut (CUI et al., 2016b; KNOLL et al., 1995a) e a porção superior da Formação Dikimdia, na Sibéria (POKROVSKY et al., 2020), as formações Hongchunping (WANG et al., 2012) e Chigebtrak, na China (ZHANG et al., 2020), a porção superior do Dolomito Reed e inferior da Formação Deep Spring, nos EUA (SMITH et al., 2016a), e com as Formações Blueflower e Risky (inferior) no Canadá

(KAUFMAN; KNOLL; NARBONNE, 1997; MACDONALD et al., 2013; NARBONNE; KAUFMAN; KNOLL, 1994).

Algumas sucessões exibem excursão positiva de $\delta^{13}\text{C} > +5\text{‰}$ entre a anomalia Shuram e o EPIP, como observado na China (CHEN et al., 2015c; CONDON et al., 2005; CUI et al., 2016a, 2019; WANG et al., 2012, 2014; ZHOU; XIAO, 2007) e na Namíbia (RIES et al., 2009; TOSTEVIN et al., 2017; WOOD et al., 2015). Seções no Brasil, Sibéria, China e Omã ainda apresentam queda ligeiramente acentuada (valores próximos a 0 ou levemente negativos) separando o intervalo caracterizado pela anomalia positiva e o EPIP (AMTHOR et al., 2003; BOGGIANI et al., 2010; CUI et al., 2016b; KNOLL et al., 1995a; PELECHATY et al., 1996; PELECHATY; KAUFMAN; GROTZINGER, 1996; ZHANG et al., 2020). Tal variação não foi observada nas seções do Paraguai, corroborando a interpretação de que a Formação Tagatiya Guazu representa o registro do intervalo superior do EPIP.

O período de tempo ao longo do qual se desenvolveu o EPIP é bem definido devido a um arcabouço geocronológico baseado em diversas datações. Na China, níveis de tufos contendo zircões vulcânicos datados em 551 ± 0.7 Ma são correlacionados à parte superior da anomalia Shuram e à parte inferior da anomalia positiva EPIP (CONDON et al., 2005; ZHOU; XIAO, 2007). Na Namíbia, a anomalia negativa que separa o EPIP e a anomalia positiva inferior a ele ocorre imediatamente acima de uma camada de cinzas datada em 549 ± 1 Ma (GROTZINGER et al., 1995; GROTZINGER; WATTERS; KNOLL, 2000). No Brasil, uma camada de cinzas no topo da Formação Tamengo (topo do EPIP) foi datada em 543 Ma (BABINSKI et al., 2008), ao passo que em Omã, a anomalia positiva inferior ao EPIP foi estimada em 547 Ma (BOWRING et al., 2007). Ainda em Omã, uma camada de cinzas vulcânicas intercalada no intervalo imediatamente acima de um platô positivo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e correspondente à anomalia negativa no limite Ediacarano-Cambriano (BACE), foi preliminarmente datada em 542 ± 0.3 Ma (AMTHOR et al., 2003), sendo posteriormente recalibrada para 541 ± 0.13 Ma (BOWRING et al., 2007) e 541 ± 0.29 Ma (SCHMITZ, 2012). Devido ao fato de a anomalia BACE não possuir registro completo em Omã e a datação de 540.61 ± 0.67 Ma ter sido obtida no intervalo final do EPIP na Namíbia (SCHMITZ, 2012), sua duração foi estendida por Zhu et al. (2019) até 540.61 ± 0.67 Ma. Porém, novos dados obtidos na Namíbia por Linnemann et al. (2019) estendem o EPIP até 538,8 Ma, definindo assim a idade do limite Ediacarano-Cambriano. Sendo assim, o período de tempo entre o início da anomalia positiva e o fim do EPIP possui duração máxima de ~ 13 Ma (551 ± 0.7 Ma

até 538,8 Ma) e mínima de ~ 8 Ma (547 Ma até 538,8 Ma). Devido à associação existente entre os primeiros organismos biomineralizantes (como *Cloudina*) e o EPIP, é sugerido que tais animais sejam considerados fósseis-guia deste intervalo de tempo, permitindo o estabelecimento de correlações confiáveis entre unidades ediacaranas carbonáticas. Desta maneira, se considerados somente os valores isotópicos e os fósseis-guia do Ediacarano terminal, a sucessão da Formação Tagatiya Guazu pode ser interpretada como depositada durante 8 ou 13Ma, considerado os intervalos entre 551 ± 0.7 (ou 547) Ma e 538,8 Ma, coerente aos dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentados por Warren et al. (2019).

Porém, no topo da seção PL-III, o aparecimento de icnofósseis de hábitos complexos fornece informações adicionais quanto à idade da Fm. Tagatiya Guazu. Devido ao fato de tais ocorrências serem associadas à transição para o Cambriano (BRASIER; COWIE; TAYLOR, 1994; GEYER; LANDING, 2017; LANDING, 1994; PENG; BABCOCK; COOPER, 2012), sua presença na porção superior da Fm. Tagatiya Guazu permite interpretar que tal unidade não somente representa os tempos finais do Ediacarano, como também cruza o limite para o Cambriano. O limite, nesse caso, seria caracterizado por uma transição faciológica para domínio de carbonatos impuros (margas), onde os icnofósseis aparecem de maneira exclusiva.

De acordo com a interpretação geralmente aceita nos últimos anos, o limite Ediacarano-Cambriano deveria ser marcado por uma anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, denominada BACE (ZHU et al., 2019; ZHU; BABCOCK; PENG, 2006). Porém, assim como na Namíbia, tal anomalia não é registrada (LINNEMANN et al., 2019). Sendo assim, quatro hipóteses decorrem deste fato: a) a anomalia negativa BACE não possui caráter global; b) a anomalia se encontra acima do limite Ediacarano-Cambriano (BOWYER et al., 2022; LINNEMANN et al., 2019); c) o corpo aquoso no qual se depositou a Fm. Tagatiya Guazu passou por um aumento em sua restrição, deixando de registrar o sinal oceânico global, ou d) processos orgânicos e/ou inorgânicos locais mantiveram os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em patamares pré-BACE, obliterando o sinal global. Estudos adicionais são necessários para testar estas hipóteses, porém, de qualquer maneira, pode-se afirmar que a Fm. Tagatiya Guazu registra a passagem para o Éon Fanerozoico.

8 CONCLUSÕES

A busca pelo entendimento das condições paleoambientais atuantes durante uma das transições mais importantes da história de nosso planeta vem atraindo atenção para diversas sucessões do Ediacarano Terminal ao redor do mundo. A Formação Tagatiya Guazu, foco deste trabalho, foi depositada durante este intervalo de tempo e ainda carece de estudos que permitam compreender em detalhe as condições paleoambientais em que se deu esta passagem na porção W do supercontinente Gondwana.

Na área de estudo, a Formação Tagatiya Guazu é composta por quatorze fácies sedimentares carbonáticas ou mistas depositadas em ambiente de perimará raso, em contexto de rampa proximal barrada. O empilhamento vertical das fácies de sub e intermaré configura ciclos de raseamento ascendente, revelando variações internas importantes na arquitetura da unidade e a intercalação de ciclos de menor frequência de progradação e retrogradação.

Dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ indicam valores entre + 1 e + 5 ‰ PDB e apresentam forte controle faciológico, sendo que os valores mais positivos estão associados às fácies depositadas em condições de inter/supramaré e os menos positivos àquelas depositadas em submaré. De forma análoga a outras sucessões ediacaranas ao redor do mundo, tais dados sugerem a existência de um gradiente isotópico no corpo d'água em que se depositou a Formação Tagatiya Guazu, embora de forma menos evidente. Tal gradiente pode ser atribuído à: a) uma estratificação redox do corpo aquoso, resultado da restrição fisiográfica da rampa carbonática e da já baixa concentração de O_2 no Ediacarano terminal, ou b) menores taxas de produtividade primária, juntamente à oxidação de matéria orgânica, conforme afasta-se da zona fótica. De qualquer maneira, as porções mais rasas e proximais se apresentavam oxigenadas, como evidenciado pela presença de icnofósseis e dos organismos *Cloudina sp.* e *Corumbella sp.* *in situ* em fácies de inter/supramaré.

Devido à existência deste gradiente isotópico e à baixa amplitude de variação batimétrica atestada pelas fácies sedimentares, o comportamento da curva de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ espelha o empilhamento dos ciclos carbonáticos da unidade, fazendo com que a ciclicidade de alta frequência das fácies sedimentares se reflita em uma ciclicidade isotópica.

Além disso, a presença de icnofósseis com hábitos complexos permite afirmar que a Fm. Tagatiya Guazu registra a passagem para o Cambriano e o Éon Fanerozoico. A

identificação desses icnofósseis, aliada ao caráter global dos isótopos de carbono, sugere quatro hipóteses a serem testadas em trabalhos futuros: a) a anomalia BACE não possui caráter global; b) a anomalia ocorre acima do limite E-C; c) um aumento na restrição impediu o registro do sinal oceânico global, ou d) processos orgânicos e/ou inorgânicos locais obliteraram o sinal global.

9 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.
- ALLAN, J. R.; MATTHEWS, R. K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. **Sedimentology**, v. 29, n. 6, p. 797–817, 1 dez. 1982.
- AMORIM, K. B. et al. Sedimentary facies, fossil distribution and depositional setting of the late Ediacaran Tamengo Formation (Brazil). **Sedimentology**, v. 67, n. 7, p. 3422–3450, 2020.
- AMTHOR, J. E. et al. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. **Geology**, v. 31, n. 5, p. 431–434, 2003.
- ARMSTRONG, H. A.; BRASIER, M. D. Microfossils, Stable Isotopes and Ocean-Atmosphere History. In: ARMSTRONG, H. A.; BRASIER, M. D. (Eds.). **Microfossils**. 2. ed. [s.l.] Blackwell Publishing, 2013. p. 25–34.
- ASMEROM, Y. et al. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 55, n. 10, p. 2883–2894, 1 out. 1991.
- AZMY, K. et al. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. **Precambrian Research**, v. 112, n. 3–4, p. 303–329, 2001.
- BABINSKI, M. et al. **U-Pb SHRIMP GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE CHEMOSTRATIGRAPHY (C , O , Sr)**. Proceedings of VI South American Symposium. Buenos Aires: CD-ROM. **Anais...**2008.
- BANNER, J. L.; HANSON, G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, n. 11, p. 3123–3137, 1 nov. 1990.
- BENGTON, S.; ZHAO, Y. Predatorial borings in late Precambrian mineralized exoskeletons. **Science**, v. 257, n. 5068, p. 367–369, 17 jul. 1992.
- BERNER, R. A.; CANFIELD, D. E. A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. **American Journal of Science**, v. 289, n. 4, p. 333–361, 1 abr. 1989.
- BLÄTTLER, C. L.; MILLER, N. R.; HIGGINS, J. A. Mg and Ca isotope signatures of authigenic dolomite in siliceous deep-sea sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 419, p. 32–42, 1 jun. 2015.
- BOGER, S. D.; MILLER, J. M. L. Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian Orogeny: The cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 219, n. 1–2, p. 35–48, 28 fev. 2004.
- BOGGIANI, P. C. **Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 19 jan. 1998.
- BOGGIANI, P. C. et al. Cloudina from the Itapucumí Group (Vendian , Paraguay): age and correlations. **First Symposium on Neoproterozoic–Early Paleozoic Events in SW-Gondwana**, n. October, p. 13–15, 2004.

BOGGIANI, P. C. et al. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 382–401, 2010.

BOWRING, S. A. et al. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. **American Journal of Science**, v. 307, n. 10, p. 1097–1145, 2007.

BOWYER, F. T. et al. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran - Cambrian radiation of animals. **Earth-Science Reviews**, v. 225, n. September 2021, p. 103913, 2022.

BRADLEY, D. C. **Passive margins through earth history** Earth-Science Reviews Elsevier, , 1 dez. 2008.

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, 1 dez. 1980.

BRASIER, M.; COWIE, J.; TAYLOR, M. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. **Episodes**, v. 17, n. 1–2, p. 3–8, 1 jun. 1994.

BRASIER, M. D. et al. **Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of southwest Mongolia**. [s.l.] University of Basel Library, 1996. v. 133

BRENNAN, S. T.; LOWENSTEIN, T. K.; HORITA, J. Seawater chemistry and the advent of biocalcification. **Geology**, v. 32, n. 6, p. 473–476, 1 jun. 2004.

BUATOIS, L. A. et al. Ediacaran matground ecology persisted into the earliest Cambrian. **Nature Communications**, v. 5, n. 8332, p. 1–5, 2014.

BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. Ediacaran Ecosystems and the Dawn of Animals. In: BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. (Eds.). **The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events**. [s.l.] Springer, Dordrecht, 2016. v. 1p. 27–72.

CAI, Y. et al. Morphology and paleoecology of the late Ediacaran tubular fossil Conotubus hemiannulatus from the Gaojiashan Lagerstätte of southern Shaanxi Province, South China. **Precambrian Research**, v. 191, n. 1–2, p. 46–57, 1 nov. 2011.

CAI, Y. et al. Diverse biomineralizing animals in the terminal Ediacaran Period herald the Cambrian explosion. **Geology**, v. 47, n. 4, p. 380–384, 2019.

CALVER, C. R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. **Precambrian Research**, v. 100, n. 1–3, p. 121–150, 2000.

CAMPANHA, G. A. DA C. et al. Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 30, n. 1, p. 1–11, 1 nov. 2010.

CAMPBELL, I. H.; ALLEN, C. M. Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 8, p. 554–558, 27 ago. 2008.

CANFIELD, D. E. et al. Carbon isotopes in clastic rocks and the neoproterozoic carbon cycle. **American Journal of Science**, v. 320, n. 2, p. 97–124, 1 fev. 2020.

- CANFIELD, D. E.; TESKE, A. Late proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulphur-isotope studies. **Nature**, v. 382, n. 6587, p. 127–132, 11 jul. 1996.
- CAXITO, F. et al. Goldilocks at the dawn of complex life: mountains might have damaged Ediacaran–Cambrian ecosystems and prompted an early Cambrian greenhouse world. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1–15, 2021.
- CHAUDHURI, S.; CLAUER, N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 57, n. 2, p. 429–437, 1 jan. 1993.
- CHEN, D. et al. New U-Pb zircon ages of the Ediacaran-Cambrian boundary strata in South China. **Terra Nova**, v. 27, n. 1, p. 62–68, 2015a.
- CHEN, X. et al. Rise to modern levels of ocean oxygenation coincided with the Cambrian radiation of animals. **Nature Communications**, v. 6, n. May, 2015b.
- CHEN, Y. L. et al. Carbon isotopes, sulfur isotopes, and trace elements of the dolomites from the Dengying Formation in Zhenba area, southern Shaanxi: Implications for shallow water redox conditions during the terminal Ediacaran. **Science China Earth Sciences**, v. 58, n. 7, p. 1107–1122, 2015c.
- COHEN, P. A. et al. Tubular Compression Fossils from the Ediacaran Nama Group, Namibia. **Journal of Paleontology**, v. 83, n. 1, p. 110–122, 1 jan. 2009.
- COLEMAN, M. L. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, n. A315(1531), p. 39–56, 25 jul. 1985.
- COLLINS, A. S.; PISAREVSKY, S. A. Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. **Earth-Science Reviews**, v. 71, n. 3–4, p. 229–270, 1 ago. 2005.
- CONDON, D. et al. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. **Science**, v. 308, n. 5718, p. 95–98, 2005.
- CORSETTI, F. A.; HAGADORN, J. W. Precambrian-Cambrian transition: Death Valley, United States. **Geology**, v. 28, n. 4, p. 299–302, 2000.
- CORSETTI, F. A.; HAGADORN, J. W. The Precambrian–Cambrian Transition in the Southern Great Basin. **The Sedimentary Record**, v. 1, n. 1, p. 4–8, 2003.
- CRIBB, A. T. et al. Increase in metazoan ecosystem engineering prior to the Ediacaran–Cambrian boundary in the Nama Group, Namibia. **Royal Society Open Science**, v. 6, n. 9, 2019.
- CUI, H. et al. Redox architecture of an Ediacaran ocean margin: Integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{34}\text{S}$ – $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ – Ce/Ce^*) correlation of the Doushantuo Formation, South China. **Chemical Geology**, v. 405, p. 48–62, 2015.
- CUI, H. et al. Environmental context for the terminal Ediacaran biomineralization of animals. **Geobiology**, v. 14, n. 4, p. 344–363, 2016a.
- CUI, H. et al. Redox-dependent distribution of early macro-organisms: Evidence from the terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 461, p. 122–139, 2016b.

- CUI, H. et al. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China. **Chemical Geology**, v. 450, p. 59–80, 2017.
- CUI, H. et al. Sedimentology and chemostratigraphy of the terminal Ediacaran Dengying Formation at the Gaojiashan section, South China. **Geological Magazine**, p. 1924–1948, 2019.
- DARROCH, S. A. F. et al. Ediacaran Extinction and Cambrian Explosion. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 33, n. 9, p. 653–663, 2018.
- DARROCH, S. A. F.; LAFLAMME, M.; WAGNER, P. J. High ecological complexity in benthic Ediacaran communities. **Nature Ecology and Evolution**, v. 2, n. 10, p. 1541–1547, 1 out. 2018.
- DERRY, L. A. et al. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the “Cambrian explosion”. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 128, n. 3–4, p. 671–681, 1994.
- DERRY, L. A. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 294, n. 1–2, p. 152–162, 2010.
- DERRY, L. A.; KAUFMAN, A. J.; JACOBSEN, S. B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 56, n. 3, p. 1317–1329, 1992.
- DES MARAIS, D. J. et al. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment. **Nature**, v. 359, n. 6396, p. 605–609, out. 1992.
- DING, Y. et al. Paired $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ Evolution of the Dengying Formation from Northeastern Guizhou and Implications for Stratigraphic Correlation and the Late Ediacaran Carbon Cycle. **Journal of Earth Science**, v. 31, n. 2, p. 342–353, 2020.
- DROSER, M. L.; GEHLING, J. G. The advent of animals: The view from the Ediacaran. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 112, n. 16, p. 4865–4870, 21 abr. 2015.
- DROSER, M. L.; JENSEN, S.; GEHLING, J. G. Trace fossils and substrates of the terminal proterozoic-Cambrian transition: Implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 99, n. 20, p. 12572–12576, 1 out. 2002.
- DROSER, M. L.; TARHAN, L. G.; GEHLING, J. G. The Rise of Animals in a Changing Environment: Global Ecological Innovation in the Late Ediacaran. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, p. 593–617, 30 ago. 2017.
- ECKEL, E. B. Geology and Mineral Resources of Paraguay: a reconnaissance. **US Geological Survey Professional Papers**, v. 327, p. 1–110, 1959.
- EMBLETON, B. J. J.; WILLIAMS, G. E. Low palaeolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for palaeoclimatology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 79, n. 3–4, p. 419–430, 1 set. 1986.
- EMILIANI, C. Pleistocene Temperatures. **The Journal of Geology**, v. 63, n. 6, p. 538–578, 29 nov. 1955.
- EVANS, D. A. D. True polar wander and supercontinents. **Tectonophysics**, v. 362, n. 1–4, p.

303–320, 6 fev. 2003a.

EVANS, D. A. D. A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in earth's glacial style? **Tectonophysics**, v. 375, n. 1–4, p. 353–385, 6 nov. 2003b.

EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. “Zipper-rift”: A tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. **Earth-Science Reviews**, v. 65, n. 1–2, p. 1–73, 1 mar. 2004.

FAIRCHILD, I. J.; KENNEDY, M. J. **Neoproterozoic glaciation in the Earth system** *Journal of the Geological Society* Geological Society of London, , 1 set. 2007. Disponível em: <<https://jgs.lyellcollection.org/content/164/5/895>>. Acesso em: 28 maio. 2021

FEDONKIN, M. A.; WAGGONER, B. M. The late Precambrian fossil *Kimberella* is a mollusc-like bilaterian organism. **Nature**, v. 388, n. 6645, p. 868–871, 1997.

FIKE, D. A. et al. Oxidation of the Ediacaran ocean. **Nature**, v. 444, n. 7120, p. 744–747, 2006.

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, n. 1, p. 69–88, mar. 2002.

FREI, R. et al. Chromium isotopes in carbonates - A tracer for climate change and for reconstructing the redox state of ancient seawater. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 312, n. 1–2, p. 114–125, 1 dez. 2011.

FROELICH, P. N.; BENDER, M. L.; LUEDTKE, N. A. The marine phosphorus cycle. **American Journal of Science**, v. 282, n. 4, p. 474–511, 1 abr. 1982.

GANADE DE ARAUJO, C. E. et al. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. **Nature Communications**, v. 5, n. 1, p. 1–8, 16 out. 2014.

GAUCHER, C. et al. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del soldado group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. **Gondwana Research**, v. 7, n. 3, p. 715–730, 1 jul. 2004.

GAUCHER, C. et al. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Rio de la Plata palaeocontinent: Chemostratigraphy. In: GAUCHER, C. et al. (Eds.). . **Neoproterozoic Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology**. Amsterdam: Elsevier, 2009. p. 73–141.

GAUCHER, C.; GERMS, G. J. B. Skeletonised Metazoans and Protists. In: GAUCHER, C. et al. (Eds.). . **Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwest Gondwana. Developments in Precambrian Geology**. Amsterdam: Elsevier, 2009. v. 16p. 327–338.

GEHLING, J. G. The case of Ediacaran fossil roots to the metazoan tree. **Memoirs - Geological Society of India**, v. 20, p. 181–224, 1991.

GEHLING, J. G. Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia. **Precambrian Research**, v. 100, n. 1–3, p. 65–95, 1 mar. 2000.

GEHLING, J. G.; DROSER, M. L. How well do fossil assemblages of the Ediacara Biota tell

time? **Geology**, v. 41, n. 4, p. 447–450, abr. 2013.

GEHLING, J. G.; DROSER, M. L. **Ediacaran scavenging as a prelude to predation** **Emerging Topics in Life Sciences** Portland Press Ltd, , 1 set. 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1042/ETLS20170166>>. Acesso em: 28 maio. 2021

GEYER, G.; LANDING, E. The Precambrian–Phanerozoic and Ediacaran–Cambrian boundaries: a historical approach to a dilemma. In: BRASIER, A. T.; MCILROY, D.; MCLOUGHLIN, N. (Eds.). **Earth System Evolution and Early Life: A Celebration of the Work of Martin Brasier**. [s.l.] Geological Society, London, Special Publications, 2017. v. 448p. 311–349.

GÓMEZ PERAL, L. E. et al. Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. **Chemical Geology**, v. 237, n. 1–2, p. 109–128, 15 fev. 2007.

GRAZHDANKIN, D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution. **Paleobiology**, v. 30, n. 2, p. 203–221, jun. 2004.

GROTZINGER, J. P. et al. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. **Science**, v. 270, n. 5236, p. 598–604, 1995.

GROTZINGER, J. P.; FIKE, D. A.; FISCHER, W. W. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 5, p. 285–292, 2011.

GROTZINGER, J. P.; WATTERS, W. A.; KNOLL, A. H. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. **Paleobiology**, v. 26, n. 3, p. 334–359, 2000.

GUO, Q. et al. Trace element chemostratigraphy of two Ediacaran–Cambrian successions in South China: Implications for organosedimentary metal enrichment and silicification in the Early Cambrian. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 254, n. 1–2, p. 194–216, 2007.

GUO, Q. et al. High resolution organic carbon isotope stratigraphy from a slope to basinal setting on the Yangtze Platform, South China: Implications for the Ediacaran–Cambrian transition. **Precambrian Research**, v. 225, p. 209–217, 2013.

GUO, Q. et al. Carbonate carbon isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: evidence from the Keping area, Tarim Basin, NW China. **Geological Magazine**, p. 1–13, 2017.

HAGADORN, J. W.; WAGGONER, B. Ediacaran fossils from the southwestern Great Basin, United States. **Journal of Paleontology**, v. 74, n. 2, p. 349–359, mar. 2000.

HAINES, P. W. Problematic fossils in the late Neoproterozoic Wonoka Formation, South Australia. **Precambrian Research**, v. 100, n. 1–3, p. 97–108, 1 mar. 2000.

HALL, M. et al. Stratigraphy, palaeontology and geochemistry of the late Neoproterozoic Aar Member, southwest Namibia: Reflecting environmental controls on Ediacara fossil preservation during the terminal Proterozoic in African Gondwana. **Precambrian Research**, v. 238, p. 214–232, 2013.

HALVERSON, G. P. et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 117, n. 9–10, p. 1181–1207, 2005.

- HALVERSON, G. P. A Neoproterozoic Chronology. In: XIAO, S.; KAUFMAN, A. J. (Eds.). . **Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2006. p. 231–271.
- HALVERSON, G. P. et al. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 256, n. 3–4, p. 103–129, 6 dez. 2007.
- HALVERSON, G. P. et al. Neoproterozoic-Cambrian Biogeochemical Evolution. In: GAUCHER, C. et al. (Eds.). . **Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology**. 2009, v. 16p. 351–365.
- HALVERSON, G. P. et al. Neoproterozoic chemostratigraphy. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 337–350, 2010.
- HAMMARLUND, D.; KEEN, D. H. A Late Weichselian stable isotope and molluscan stratigraphy from southern Sweden. **Gff**, v. 116, n. 4, p. 235–248, 1994.
- HARDISTY, D. S. et al. Perspectives on Proterozoic surface ocean redox from iodine contents in ancient and recent carbonate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 463, p. 159–170, 1 abr. 2017.
- HARRINGTON, H. J. Geología Del Paraguay Oriental. **Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Contribuciones Científicas, Buenos Aires.**, v. 1, p. 1–88, 1950.
- HAYES, J. M.; STRAUSS, H.; KAUFMAN, A. J. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. **Chemical Geology**, v. 161, n. 1, p. 103–125, 30 set. 1999.
- HOEFS, J. Isotope Fractionation Processes of Selected Elements. In: HOEFS, J. (Ed.). . **Stable Isotope Geochemistry**. 8. ed. [s.l.] Springer, 2018. p. 53–229.
- HOFFMAN, P. F. et al. A neoproterozoic snowball earth. **Science**, v. 281, n. 5381, p. 1342–1346, 28 ago. 1998.
- HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. **Terra Nova**, v. 14, n. 3, p. 129–155, 1 jun. 2002.
- HOFMANN, H. J.; MOUNTJOY, E. W. Namacalathus-Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. **Geology**, v. 29, n. 12, p. 1091–1094, 2001.
- HOFMANN, H. J.; MOUNTJOY, E. W.; TEITZ, M. W. Ediacaran fossils from the Miette Group, Rocky Mountains, British Columbia, Canada. **Geology**, v. 13, n. 11, p. 819–821, 1985.
- HOLLANDER, D. J.; SMITH, M. A. Microbially mediated carbon cycling as a control on the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): New models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 65, n. 23, p. 4321–4337, 1 dez. 2001.
- HUA, H.; PRATT, B. R.; ZHANG, L.-Y. Borings in Cloudina Shells: Complex Predator-Prey Dynamics in the Terminal Neoproterozoic. **PALAIOS**, v. 18, n. 4–5, p. 454–459, 1 out. 2003.
- HUSSON, J. M. et al. Stratigraphic expression of earth's deepest $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the wonoka

formation of South Australia. **American Journal of Science**, v. 315, n. 1, p. 1–45, 2015.

HYDE, W. T. et al. Neoproterozoic “snowball earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. **Nature**, v. 405, n. 6785, p. 425–429, 25 maio 2000.

IRWIN, H.; CURTIS, C.; COLEMAN, M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. **Nature**, v. 269, n. 5625, p. 209–213, 1977.

ISHIKAWA, T. et al. Carbon isotope chemostratigraphy of a Precambrian/Cambrian boundary section in the Three Gorge area, South China: Prominent global-scale isotope excursions just before the Cambrian Explosion. **Gondwana Research**, v. 14, n. 1–2, p. 193–208, 2008.

ISHIKAWA, T. et al. Irreversible change of the oceanic carbon cycle in the earliest Cambrian: High-resolution organic and inorganic carbon chemostratigraphy in the Three Gorges area, South China. **Precambrian Research**, v. 225, p. 190–208, 2013.

JACOBSEN, S. B.; KAUFMAN, A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. **Chemical Geology**, v. 161, n. 1, p. 37–57, 1999.

JENSEN, S. et al. Complex trace fossils from terminal Proterozoic of Namibia. **Geology**, v. 28, n. 2, p. 143–146, 2000.

JENSEN, S.; DROSER, M. L.; GEHLING, J. G. A Critical Look at the Ediacaran Trace Fossil Record. In: **Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology**. [s.l.] Springer Netherlands, 2006. p. 115–157.

JIANG, G. et al. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: Implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, n. 1–2, p. 303–320, 2007.

JIANG, G. et al. The origin of decoupled carbonate and organic carbon isotope signatures in the early Cambrian (ca. 542–520Ma) Yangtze platform. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 317–318, p. 96–110, 2012.

JOHNSTON, D. T. et al. Uncovering the neoproterozoic carbon cycle. **Nature**, v. 483, n. 7389, p. 320–323, 2012a.

JOHNSTON, D. T. et al. Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 335–336, p. 25–35, 15 jun. 2012b.

KAH, L. C.; BARTLEY, J. K. **Protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere** *International Geology Review* Taylor & Francis, , set. 2011. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00206814.2010.527651>>. Acesso em: 31 ago. 2021

KAUFMAN, A. J. et al. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. **Precambrian Research**, v. 49, n. 3–4, p. 301–327, 1991.

KAUFMAN, A. J. The Ediacaran-Cambrian Transition: A Resource-Based Hypothesis for the Rise and Fall of the Ediacara Biota. In: SIAL, A. N. et al. (Eds.). **Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries**. [s.l.] American Geophysical Union, 2018. p. 115–142.

KAUFMAN, A. J.; JACOBSEN, S. B.; KNOLL, A. H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. **Earth and Planetary Science**

Letters, v. 120, n. 3–4, p. 409–430, 1993.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Research**, v. 73, n. 1–4, p. 27–49, 1995.

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

KERANS, C.; TINKER, S. W. Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. **SEPM Short Course Notes**, n. 40, p. 165, 1997.

KIMURA, H. et al. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: Evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 147, n. 1–4, 1997.

KIMURA, H.; WATANABE, Y. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. **Geology**, v. 29, n. 11, p. 995–998, 2001.

KIRSCHVINK, J. L. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (Eds.). **The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 51–58.

KNAUTH, L. P.; KENNEDY, M. J. The late Precambrian greening of the Earth. **Nature**, v. 460, n. 7256, p. 728–732, 2009.

KNOLL, A. H. et al. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. **Precambrian Research**, v. 73, n. 1–4, p. 251–270, 1995a.

KNOLL, A. H. et al. Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia. **Geology**, v. 23, n. 12, p. 1139, 1995b.

KNOLL, A. H. Learning to tell Neoproterozoic time. **Precambrian Research**, v. 100, n. 1–3, p. 3–20, 1 mar. 2000.

KNOLL, A. H.; CARROLL, S. B. **Early animal evolution: Emerging views from comparative biology and geology** Science American Association for the Advancement of Science, , 25 jun. 1999. Disponível em: <<https://science.sciencemag.org/content/284/5423/2129>>. Acesso em: 31 maio. 2021

KNOLL, A. H.; SPERLING, E. A. Oxygen and animals in Earth history. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 111, n. 11, p. 3907–3908, 18 mar. 2014.

KNOLL, A. H.; WALTER, M. R. **Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history** Nature Publishing Group, , 1992. Disponível em: <<https://www.nature.com/articles/356673a0>>. Acesso em: 31 maio. 2021

KOUCHINSKY, A. et al. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian platform. **Geological Magazine**, v. 144, n. 4, p. 609–618, 2007.

KUMP, L. R. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. **Geology**, v. 19, n. 4, p. 299–302, 1991.

- KUMP, L. R.; ARTHUR, M. A. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. **Chemical Geology**, v. 161, n. 1, p. 181–198, 1999.
- KUZNETSOV, A. B. et al. Sr Isotope Composition in Carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and Standard Curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Variations in the Late Riphean Ocean. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 11, n. 5, p. 415–449, 2003.
- KUZNETSOV, A. B. et al. The Sr isotopic characterization and Pb-Pb age of carbonate rocks from the Satka formation, the Lower Riphean Burzyan Group of the southern Urals. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 16, n. 2, p. 120–137, 4 abr. 2008.
- LAAKSO, T. A.; SCHRAG, D. P. The role of authigenic carbonate in Neoproterozoic carbon isotope excursions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 549, 2020.
- LAFLAMME, M. et al. The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 558–573, 2013.
- LANDING, E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. **Geology**, v. 22, n. 2, p. 179–182, 1994.
- LI, D. et al. New carbon isotope stratigraphy of the Ediacaran - Cambrian boundary interval from SW China: Implications for global correlation. **Geological Magazine**, v. 146, n. 4, p. 465–484, 2009.
- LI, D. et al. Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran-Cambrian transition: Evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China. **Precambrian Research**, v. 225, p. 128–147, 2013.
- LI, D. et al. Multiple S-isotopic constraints on paleo-redox and sulfate concentrations across the Ediacaran-Cambrian transition in South China. **Precambrian Research**, v. 349, n. October, p. 105500, out. 2020.
- LI, Z. X. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. **Precambrian Research**, v. 160, n. 1–2, p. 179–210, 5 jan. 2008.
- LI, Z. X.; EVANS, D. A. D.; ZHANG, S. A 90° spin on Rodinia: Possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 220, n. 3–4, p. 409–421, 15 abr. 2004.
- LING, H. F. et al. Cerium anomaly variations in Ediacaran-earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. **Precambrian Research**, v. 225, p. 110–127, 2013.
- LINDEMANN, U. et al. New high-resolution age data from the Ediacaran–Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. **Terra Nova**, v. 31, n. 1, p. 49–58, 2019.
- LIU, A. G.; MCILROY, D.; BRASIER, M. D. First evidence for locomotion in the Ediacara biota from the 565 Ma Mistaken Point Formation, Newfoundland. **Geology**, v. 38, n. 2, p. 123–126, 1 fev. 2010.
- LIU, C.; WANG, Z.; MACDONALD, F. A. Sr and Mg isotope geochemistry of the basal Ediacaran cap limestone sequence of Mongolia: Implications for carbonate diagenesis, mixing of glacial meltwaters, and seawater chemistry in the aftermath of Snowball Earth. **Chemical Geology**, v. 491, n. May, p. 1–13, 2018.

LIU, C.; WANG, Z.; RAUB, T. D. Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia. **Chemical Geology**, v. 351, p. 95–104, 2013.

LU, F. H.; MEYERS, W. J. Massive dolomitization of a late Miocene carbonate platform: A case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain. **Sedimentology**, v. 45, n. 2, p. 263–277, 1998.

LYNCH-STIEGLITZ, J. Tracers of Past Ocean Circulation. In: HOLLAND, H. D.; TUREKIAN, K. K. (Eds.). . **Treatise on Geochemistry**. [s.l.] Elsevier Inc., 2003. v. 6–9p. 433–451.

MACDONALD, F. A. et al. Calibrating the cryogenian. **Science**, v. 327, n. 5970, p. 1241–1243, 5 mar. 2010.

MACDONALD, F. A. et al. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. **Chemical Geology**, v. 362, p. 250–272, 2013.

MAGARITZ, M. et al. Precambrian/Cambrian boundary problem: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. **Geology**, v. 19, n. 8, p. 847–850, 1991.

MAGARITZ, M.; HOLSER, W. T.; KIRSCHVINK, J. L. Carbon-isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. **Nature**, v. 320, n. 6059, p. 258–259, 1986.

MALOOF, A. C. et al. An expanded record of Early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas Margin, Morocco. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 42, n. 12, p. 2195–2216, 2005.

MALOOF, A. C. et al. Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard, Norway. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 118, n. 9–10, p. 1099–1124, 1 set. 2006.

MALOOF, A. C. et al. The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 122, n. 11–12, p. 1731–1774, 2010.

MARTIN, M. W. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for metazoan evolution. **Science**, v. 288, n. 5467, p. 841–845, 5 maio 2000.

MASLIN, M. A.; SWANN, G. E. A. Isotopes in Marine Sediments. In: LENG, M. J. (Ed.). . **Isotopes in Palaeoenvironmental Research**. Dordrecht: Springer, 2005. p. 227–290.

MAZZULLO, S. J. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. **Journal of Sedimentary Research**, v. 70, n. 1, p. 10–23, 1 jan. 2000.

MCCONNAUGHEY, T. A. et al. Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 3, p. 611–622, 1997.

MCFADDEN, K. A. et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 105, n. 9, p. 3197–3202, 2008.

MEERT, J. G. A synopsis of events related to the assembly of the eastern Gondwana. **Tectonophysics**, v. 362, n. 1–4, p. 1–40, 6 fev. 2003.

MEERT, J. G.; TORSVIK, T. H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1–4, p. 261–288, 6 nov. 2003.

MEISTER, P. et al. Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: Results from the Peru Margin. **Sedimentology**, v. 54, n. 5, p. 1007–1032, 1 out. 2007.

MELEZHIK, V. A. et al. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: Implications for “blind dating”. **Terra Nova**, v. 13, n. 1, p. 1–11, 2001.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin: Springer-Verlag, 1996.

MICHEELS, A.; MONTENARI, M. A snowball earth versus a slushball earth: Results from neoproterozoic climate modeling sensitivity experiments. **Geosphere**, v. 4, n. 2, p. 401–410, 1 abr. 2008.

MILLS, D. B.; CANFIELD, D. E. Oxygen and animal evolution: Did a rise of atmospheric oxygen “trigger” the origin of animals? **BioEssays**, v. 36, n. 12, p. 1145–1155, 1 dez. 2014.

MUSCENTE, A. D. et al. Environmental disturbance, resource availability, and biologic turnover at the dawn of animal life. **Earth-Science Reviews**, v. 177, n. November 2017, p. 248–264, 2018.

NAEHR, T. H. et al. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 54, n. 11–13, p. 1268–1291, 1 jun. 2007.

NARBONNE, G. M. The Ediacara biota; a terminal Neoproterozoic experiment in the evolution of life. **GSA Today**, v. 8, p. 1–6, 1998.

NARBONNE, G. M. Modular construction of early Ediacaran complex life forms. **Science**, v. 305, n. 5687, p. 1141–1144, 20 ago. 2004.

NARBONNE, G. M. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 33, p. 421–442, 24 set. 2005.

NARBONNE, G. M. et al. The Ediacaran Period. In: GRADSTEIN, F. M. et al. (Eds.). . **The Geologic Time Scale 2012**. Oxford: Elsevier, 2012. p. 413–435.

NARBONNE, G. M. et al. Deep-Water Ediacaran Fossils from Northwestern Canada: Taphonomy, Ecology, and Evolution. **Journal of Paleontology**, v. 88, n. 2, p. 207–223, 1 mar. 2014.

NARBONNE, G. M.; GEHLING, J. G. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils. **Geology**, v. 31, n. 1, p. 27–30, 2003.

NARBONNE, G. M.; KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 10, p. 1281–1292, 1994.

NARBONNE, G. M.; SAYLOR, B. Z.; GROTZINGER, J. P. The youngest Ediacaran fossils from Southern Africa. **Journal of Paleontology**, v. 71, n. 6, p. 953–967, 1997.

NOBLE, S. R. et al. U-Pb geochronology and global context of the charnian supergroup, UK: Constraints on the age of key Ediacaran fossil assemblages. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 127, n. 1–2, p. 250–265, 1 jan. 2015.

- OCH, L. M.; SHIELDS-ZHOU, G. A. The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. **Earth-Science Reviews**, v. 110, n. 1–4, p. 26–57, 2012.
- PANDIT, M. K. et al. C-, O-isotope and whole-rock geochemistry of proterozoic Jahazpur carbonates, NW Indian Craton. **Gondwana Research**, v. 6, n. 3, p. 513–522, 2003.
- PELECHATY, S. M. et al. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, Northeast Siberian craton. **Journal of Geology**, v. 104, n. 5, p. 543–563, 1996.
- PELECHATY, S. M.; KAUFMAN, A. J.; GROTZINGER, J. P. Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 108, n. 8, p. 992–1003, 1996.
- PENG, S.; BABCOCK, L. E.; COOPER, R. A. The Cambrian Period. In: GRADSTEIN, F. M. et al. (Eds.). **The Geologic Time Scale**. Oxford: Elsevier, 2012. p. 437–488.
- PENNY, A. M. et al. Ediacaran metazoan reefs from the Nama Group, Namibia. **Science**, v. 344, n. 6191, p. 1504–1506, 27 jun. 2014.
- PETERSON, K. J. et al. **The Ediacaran emergence of bilaterians: Congruence between the genetic and the geological fossil records**. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. **Anais...Royal Society**, 27 abr. 2008. Disponível em: <<https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rstb.2007.2233>>. Acesso em: 31 maio. 2021
- PLANAVSKY, N. J. et al. **Low mid-proterozoic atmospheric oxygen levels and the delayed rise of animals** *Science* American Association for the Advancement of Science, , 31 out. 2014.
- POKROVSKY, B. G. et al. The C, O, and Sr Isotope Chemostratigraphy of the Vendian (Ediacaran)–Cambrian Transition, Olekma River, Western Slope of the Aldan Shield. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 28, n. 5, p. 479–492, 2020.
- PORTER, S. The rise of predators. **Geology**, v. 39, n. 6, p. 607–608, 1 jun. 2011.
- PRATT, B. R. Peritidal Carbonates. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.). **Facies Models 4**. [s.l.] Geological Association of Canada, 2011. p. 401–420.
- PYLE, L. J. et al. Early Cambrian Metazoan Eggs, Embryos and Phosphatic Microfossils from Northwestern Canada. **Journal of Paleontology**, v. 80, n. 5, p. 811–825, 2006.
- QIAN, Y. et al. A supplemental Precambrian-Cambrian boundary Global Stratotype section in SW China. **Acta Palaeontologica Sinica**, v. 41, n. 1, p. 19–26, 2002.
- RIDING, R. Microbial carbonates: The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, v. 47, n. SUPPL. 1, p. 179–214, 2000.
- RIDING, R. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. **Geobiology**, v. 4, n. 4, p. 299–316, 1 dez. 2006.
- RIDING, R. Microbialites, Stromatolites, and Thrombolites. In: **Encyclopedia of Earth Sciences Series**. 2011, p. 635–654.
- RIES, J. B. et al. Superheavy pyrite ($\delta^{34}\text{S}_{\text{pyr}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{SCAS}}$) in the terminal Proterozoic Nama

Group, southern Namibia: A consequence of low seawater sulfate at the dawn of animal life. **Geology**, v. 37, n. 8, p. 743–746, 2009.

RIVERA, L. C. M. C and O **Isotopes of the middle and upper Tamengo Formation (Corumbá Group - Upper Ediacaran): effects of the sedimentary facies and diagenesis**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2 set. 2019.

ROHLING, E. J.; COOKE, S. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: GUPTA, B. K. S. (Ed.). . **Modern Foraminifera**. [s.l.] Springer Netherlands, 1999. p. 239–258.

ROSMAN, K. J. R.; TAYLOR, P. D. P. Isotopic compositions of the elements 1997 (Technical Report). **Pure and Applied Chemistry**, v. 70, n. 1, p. 217–235, 1 jan. 1998.

ROTHMAN, D. H.; HAYES, J. M.; SUMMONS, R. E. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 100, n. 14, p. 8124–8129, 2003.

SADLER, P. M.; OSLEGER, D. A.; MONTANEZ, I. P. On the Labeling, Length, and Objective Basis of Fischer Plots. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 63, n. 3, p. 360–368, 1 maio 1993.

SAHOO, S. K. et al. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean. **Geobiology**, v. 14, n. 5, p. 457–468, 2016.

SALTZMAN, M. R.; THOMAS, E. Carbon isotope stratigraphy. In: GRADSTEIN, F. M. et al. (Eds.). . **The Geologic Time Scale 2012**. Oxford: Elsevier, 2012. p. 207–232.

SAWAKI, Y. et al. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China. **Precambrian Research**, v. 176, n. 1–4, p. 46–64, 2010.

SAYLOR, B. Z. et al. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. **Journal of Sedimentary Research**, v. 68, n. 6, p. 1223–1235, 1 nov. 1998.

SCHMITZ, M. D. Radiogenic isotope geochronology. In: GRADSTEIN, F. M. et al. (Eds.). . **The Geologic Time Scale 2012**. Oxford: Elsevier, 2012. p. 115–126.

SCHRAG, D. P. et al. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. **Science**, v. 339, n. 6119, p. 540–543, 2013.

SCHRÖDER, S.; GROTZINGER, J. P. Evidence for anoxia at the Ediacaran-Cambrian boundary: The record of redox-sensitive trace elements and rare earth elements in Oman. **Journal of the Geological Society**, v. 164, n. 1, p. 175–187, 2007.

SEILACHER, A.; GRAZHDANKIN, D.; LEGOUTA, A. Ediacaran biota: The dawn of animal life in the shadow of giant protists. **Paleontological Research**, v. 7, n. 1, p. 43–54, 31 mar. 2003.

SHACKLETON, N. J. The carbon isotope record of the Cenozoic: History of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. In: BROOKS, J. R. V.; FLEET, A. J. (Eds.). . **Marine Petroleum Source Rocks**. London: Geological Society of London, 1987. v. 26p. 423–434.

SHARP, Z. Biogenic carbonates - Oxygen. In: SHARP, Z. (Ed.). . **Principles of Stable Isotope Geochemistry**. 2. ed. New Mexico: University of New Mexico, 2017a. p. 155–186.

SHARP, Z. Carbon in the low-temperature environment. In: SHARP, Z. (Ed.). . **Principles of Stable Isotope Geochemistry**. 2. ed. New Mexico: University of New Mexico, 2017b. p. 187–216.

SHEN, Y.; SCHIDLOWSKI, M. New C isotope stratigraphy from southwest China: Implications for the placement of the Precambrian-Cambrian boundary on the Yangtze Platform and global correlations. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 623, 2000.

SHEN, Y.; ZHANG, T.; HOFFMAN, P. F. On the coevolution of Ediacaran oceans and animals. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 105, n. 21, p. 7376–7381, 2008.

SHIELDS, G. A. Neoproterozoic cap carbonates: A critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. **Terra Nova**, v. 17, n. 4, p. 299–310, 1 ago. 2005.

SIMKISS, K. Biomineralization and detoxification. **Calcified Tissue Research**, v. 24, n. 1, p. 199–200, dez. 1977.

SMITH, E. F. et al. The end of the Ediacaran: Two new exceptionally preserved body fossil assemblages from Mount Dunfee, Nevada, USA. **Geology**, v. 44, n. 11, p. 911–914, 2016a.

SMITH, E. F. et al. Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 128, n. 3–4, p. 442–468, 2016b.

SMITH, E. F. et al. A cosmopolitan late ediacaran biotic assemblage: New fossils from Nevada and Namibia support a global biostratigraphic link. **Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 284, n. 1858, 12 jul. 2017.

SPANGENBERG, J. E. et al. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. **Gondwana Research**, v. 26, n. 3–4, p. 1186–1207, 2014.

SPERLING, E. A.; KNOLL, A. H.; GIRGUIS, P. R. The Ecological Physiology of Earth's Second Oxygen Revolution. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, v. 46, p. 215–235, 4 dez. 2015.

STERN, R. J. et al. From Volcanic Winter to Snowball Earth: An Alternative Explanation for Neoproterozoic Biosphere Stress. In: DILEK, Y.; FURNES, H.; MUEHLENBACHS, K. (Eds.). . **Links Between Geological Processes, Microbial Activities & Evolution of Life**. Dordrecht: Springer International Publishing, 2008. v. 4p. 313–337.

SUAREZ-GONZALEZ, P. et al. Interplay between biotic and environmental conditions in pre-salt Messinian microbialites of the western Mediterranean (Upper Miocene, Mallorca, Spain). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 533, n. June, p. 109242, 2019.

SWART, P. K.; KENNEDY, M. J. Does the global stratigraphic reproducibility of $\delta^{13}\text{C}$ in neoproterozoic carbonates require a marine origin? A Pliocene- Pleistocene comparison. **Geology**, v. 40, n. 1, p. 87–90, 1 jan. 2012.

TARHAN, L. G. et al. Ecological expansion and extinction in the late Ediacaran: Weighing the evidence for environmental and biotic drivers. **Integrative and Comparative Biology**, v. 58, n. 4, p. 688–702, 2018.

THEISEN, C. H.; SUMNER, D. Y. Thrombolite fabrics and origins: Influences of diverse

microbial and metazoan processes on Cambrian thrombolite variability in the Great Basin, California and Nevada. **Sedimentology**, v. 63, n. 7, p. 2217–2252, 1 dez. 2016.

THUNELL, R. C.; WILLIAMS, D. F.; HOWELL, M. Atlantic-Mediterranean water exchange during the Late Neocene. **Paleoceanography**, v. 2, n. 6, p. 661–678, 1 dez. 1987.

TOHVER, E. et al. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. **Geology**, v. 38, n. 3, p. 267–270, 1 mar. 2010.

TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. F. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. **Precambrian Research**, v. 147, n. 3–4, p. 193–222, 2006.

TOSTEVIN, R. et al. Low-oxygen waters limited habitable space for early animals. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 1–9, 23 set. 2016.

TOSTEVIN, R. et al. Constraints on the late Ediacaran sulfur cycle from carbonate associated sulfate. **Precambrian Research**, v. 290, p. 113–125, 1 mar. 2017.

TOSTEVIN, R. et al. Uranium isotope evidence for an expansion of anoxia in terminal Ediacaran oceans. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 506, p. 104–112, 2019.

TRINDADE, R. I. F. et al. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 244, n. 1–2, p. 361–377, 15 abr. 2006.

TUCKER, M. E. Carbonate Diagenesis and Sequence Stratigraphy. In: WRIGHT, V. P. (Ed.). . **Sedimentology Review** 1. [s.l.] Wiley, 1993. p. 51–72.

UHLEIN, G. J. et al. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 517, n. January, p. 39–51, 2019.

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of the Chemical Society**, n. 0, p. 562–581, 1 jan. 1947.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: Supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. **Earth-Science Reviews**, v. 68, n. 1–2, p. 1–132, 1 dez. 2004.

VOLKOV, I. I. Dissolved inorganic carbon and its isotopic composition in the waters of anoxic marine basins. **Oceanology**, v. 40, n. 4, p. 499–502, 2000.

WAGGONER, B. **The Ediacaran biotas in space and time**. Integrative and Comparative Biology. **Anais...**Society for Integrative and Comparative Biology, 1 fev. 2003

WANG, D. et al. Coupling of ocean redox and animal evolution during the Ediacaran-Cambrian transition. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, 2018.

WANG, G. et al. Carbon isotope gradient of the Ediacaran cap carbonate in the Shennongjia area and its implications for ocean stratification and palaeogeography. **Journal of Earth Science**, v. 28, n. 2, p. 187–195, 28 abr. 2017.

WANG, W. et al. A pronounced negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in an Ediacaran succession of western

Yangtze Platform: A possible equivalent to the Shuram event and its implication for chemostratigraphic correlation in South China. **Gondwana Research**, v. 22, n. 3–4, p. 1091–1101, 2012.

WANG, W. et al. Constraints on the Ediacaran-Cambrian boundary in deep-water realm in South China: Evidence from zircon CA-ID-TIMS U-Pb ages from the topmost Liuchapo Formation. **Science China Earth Sciences**, v. 63, n. 8, p. 1176–1187, 2020.

WANG, X. et al. Paired carbonate and organic carbon isotope variations of the Ediacaran Doushantuo Formation from an upper slope section at Siduping, South China. **Precambrian Research**, v. 273, p. 53–66, 2016.

WANG, X. Q. et al. Organic carbon isotope gradient and ocean stratification across the late Ediacaran-Early Cambrian Yangtze Platform. **Science China Earth Sciences**, v. 57, n. 5, p. 919–929, 2014.

WANG, X. Q.; SHI, X. Y. Spatio-temporal carbon isotope variation during the Ediacaran period in South China and its impact on bio-evolution. **Science in China, Series D: Earth Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1520–1528, 2009.

WARREN, L. V. **Tectônica e sedimentação do Grupo Itapucumi (Ediacarano, Paraguai Setentrional)**. [s.l.] PhD Thesis. University of São Paulo, São Paulo - SP, Brazil. 257p., 14 abr. 2011.

WARREN, L. V. et al. Cloudina-Corumbella-Namacalathus association from the Itapucumi Group, Paraguay: Increasing ecosystem complexity and tiering at the end of the Ediacaran. **Precambrian Research**, v. 298, p. 79–87, 2017.

WARREN, L. V. et al. Corumbella and in situ Cloudina in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. **Terra Nova**, v. 23, n. 6, p. 382–389, 1 dez. 2011.

WARREN, L. V. et al. The dawn of animal skeletogenesis: Ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan Corumbella werneri. **Geology**, v. 40, n. 8, p. 691–694, 2012.

WARREN, L. V. et al. Origin and impact of the oldest metazoan bioclastic sediments. **Geology**, v. 41, n. 4, p. 507–510, 1 abr. 2013.

WARREN, L. V. et al. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. **Geology**, v. 42, n. 5, p. 391–394, 2014.

WARREN, L. V. et al. Sedimentary evolution and tectonic setting of the Itapucumi Group, Ediacaran, northern Paraguay: From Rodinia break-up to West Gondwana amalgamation. **Precambrian Research**, v. 322, n. November 2018, p. 99–121, 2019.

WEI, G.-Y. et al. Marine redox fluctuation as a potential trigger for the Cambrian explosion. **Geology**, v. 46, n. 7, p. 587–590, 1 jul. 2018a.

WEI, W. et al. Oxygenation variations in the atmosphere and shallow seawaters of the Yangtze Platform during the Ediacaran Period: Clues from Cr-isotope and Ce-anomaly in carbonates. **Precambrian Research**, v. 313, n. May, p. 78–90, 2018b.

WEI, W. et al. Variations of redox conditions in the atmosphere and Yangtze Platform during the Ediacaran-Cambrian transition: Constraints from Cr isotopes and Ce anomalies. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 543, n. January, p. 109598, abr. 2020.

WIENS, F. **Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen entwicklung des Rio Apa-Hochlandes, Nordost-Paraguay.** [s.l.] Technischen Universitat Clausthal, 1986.

WILLE, M. et al. Hydrogen sulphide release to surface waters at the Precambrian/Cambrian boundary. **Nature**, v. 453, n. 7196, p. 767–769, 2008.

WOOD, R. Paleoeecology of the earliest skeletal metazoan communities: Implications for early biomineralization. **Earth-Science Reviews**, v. 106, n. 1–2, p. 184–190, 1 maio 2011.

WOOD, R. et al. Dynamic redox conditions control late Ediacaran metazoan ecosystems in the Nama Group, Namibia. **Precambrian Research**, v. 261, p. 252–271, 2015.

WOOD, R. et al. Integrated records of environmental change and evolution challenge the Cambrian Explosion. **Nature Ecology and Evolution**, v. 3, n. 4, p. 528–538, 2019.

WOOD, R.; ERWIN, D. H. Innovation not recovery: dynamic redox promotes metazoan radiations. **Biological Reviews**, v. 93, n. 2, p. 863–873, 2018.

WOOD, R.; IVANTSOV, A. Y.; ZHURAVLEV, A. Y. First macrobiota biomineralization was environmentally triggered. **Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 284, n. 1851, p. 1–7, 2017.

XIAO, S. New Multicellular Algal Fossils and Acritarchs in Doushantuo Chert Nodules (Neoproterozoic; Yangtze Gorges, South China). **Journal of Paleontology**, v. 78, n. 2, p. 393–401, fev. 2004.

XIAO, S. et al. Phosphatized multicellular algae in the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China, and the early evolution of florideophyte red algae. **American Journal of Botany**, v. 91, n. 2, p. 214–227, 1 fev. 2004.

XIAO, S. Geobiological Events in the Ediacaran Period. In: KELLY, P. H.; BAMBACH, R. K. (Eds.). **From Evolution to Geobiology: Research Questions Driving Paleontology at the Start of a New Century.** New Haven: The Paleontological Society, 2008. v. 14p. 85–104.

XIAO, S. et al. Towards an ediacaran time scale: Problems, protocols, and prospects. **Episodes**, v. 39, n. 4, p. 540–555, 2016.

XIAO, S.; LAFLAMME, M. On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 24, n. 1, p. 31–40, 1 jan. 2009.

XIAO, S.; NARBONNE, G. M. The Ediacaran Period. In: GRADSTEIN, F. M. et al. (Eds.). **Geologic Time Scale 2020.** [s.l.] Elsevier B.V., 2020. p. 521–561.

YANG, B. et al. Transitional Ediacaran–Cambrian small skeletal fossil assemblages from South China and Kazakhstan: Implications for chronostratigraphy and metazoan evolution. **Precambrian Research**, v. 285, p. 202–215, 2016.

YIN, L. et al. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. **Nature**, v. 446, n. 7136, p. 661–663, 5 abr. 2007.

ZHANG, F. et al. Extensive marine anoxia during the terminal ediacaran period. **Science Advances**, v. 4, n. 6, p. 1–12, 2018.

ZHANG, Y. et al. Seawater carbon and strontium isotope variations through the late Ediacaran to late Cambrian in the Tarim Basin. **Precambrian Research**, v. 345, n. 163, p. 105769, 2020.

ZHOU, C. et al. The diversification and extinction of Doushantuo-Pertatataka acritarchs in South China: Causes and biostratigraphic significance. **Geological Journal**, v. 42, n. 3–4, p. 229–262, 1 jun. 2007.

ZHOU, C.; XIAO, S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China. **Chemical Geology**, v. 237, n. 1–2, p. 89–108, 2007.

ZHU, M. Precambrian-Cambrian Trace Fossils from Eastern Yunnan: Implications for Cambrian Explosion. **Bulletin of National Museum of Natural Science**, n. 10, p. 275–312, 1997.

ZHU, M. et al. Sinian-Cambrian stratigraphic framework for shallow- to deep-water environments of the Yangtze Platform: an integrated approach. **Progress in Natural Science**, v. 13, n. 12, p. 951–960, 1 dez. 2003.

ZHU, M. et al. A deep root for the Cambrian explosion: Implications of new bioand chemostratigraphy from the Siberian Platform. **Geology**, v. 45, n. 5, p. 459–462, 2017.

ZHU, M. et al. Cambrian integrative stratigraphy and timescale of China. **Science China Earth Sciences**, v. 62, n. 1, p. 25–60, 2019.

ZHU, M.; BABCOCK, L. E.; PENG, S. C. Advances in Cambrian stratigraphy and paleontology: Integrating correlation techniques, paleobiology, taphonomy and paleoenvironmental reconstruction. **Palaeoworld**, v. 15, n. 3–4 SPEC. ISS., p. 217–222, 2006.

ZHURAVLEV, A. Y. et al. New finds of skeletal fossils in the terminal Neoproterozoic of the Siberian Platform and Spain. **Acta Palaeontologica Polonica**, v. 57, n. 1, p. 205–224, 1 mar. 2012.