UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Fácies sedimentares e assinatura isotópica de C-O-Sr da
Formação Tamengo na mina Laginha, Faixa Paraguai Sul**

JUAN CAMILO GÓMEZ GUTIÉRREZ

Orientadora: Profa. Dra. Marly Babinski

Dissertação de Mestrado

Nº 820

COMISSÃO JULGADORA

Dra. Marly Babinski

Dra. Milene Freitas Figueiredo

Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

SÃO PAULO

2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:

Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Gómez-Gutiérrez, Juan Camilo

Fácies sedimentares e assinatura isotópica de C-O-Sr da Formação Tamengo na mina Laginha, Faixa Paraguai Sul / Juan Camilo Gómez-Gutiérrez; orientadora Marly Babinski. -- São Paulo, 2019.
98 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Químioestratigrafia. 2. Ediacarano. 3. Rampa carbonática. 4. Carbonato oolítico. 5. Ooides aragoníticos. I. Babinski, Marly, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Fácies sedimentares e assinatura isotópica de C-O-Sr da
Formação Tamengo na mina Laginha, Faixa Paraguai Sul**

JUAN CAMILO GÓMEZ GUTIÉRREZ

Dissertação apresentada ao Programa Geociências
(Geoquímica e Geotectônica) para obtenção do
título de Mestre em Ciências

Área de concentração: Geotectônica

Orientadora: Prof^a. Dra. Marly Babinski

SÃO PAULO

2019

*Aos meus pais Luz Dary e Cesar, que dedicaram seus melhores
anos guiando ao meu irmão Diego e a mim.*

Agradecimentos

Primeiro a minha família, por ter sempre me apoiado. Especialmente minha mãe por estar sempre comigo e me apoiar em todos os momentos, nos momentos mais felizes e nos momentos mais difíceis deste processo, por me dar o exemplo tão bonito da sua vida. Ao meu pai por ser meu orientador, exemplo profissional como geólogo, por sempre me mostrar sua paixão pela natureza e meu irmão Diego que para mim foi uma referência e um grande amigo.

A minha orientadora Marly Babinski, pela oportunidade, confiança depositada em mim e apoio em cada um dos estágios do meu mestrado. Por seus comentários tão valiosos, por compartilhar um pouco de seu grande conhecimento da Faixa Paraguai.

Ao professor Ricardo Trindade, coordenador do projeto, pelo apoio e sempre foi uma luz em momentos de dúvida acadêmica.

Ao grupo de quimiostatigrafia. Especialmente Sergio, Gustavo e Cristian que com sua experiência acadêmica sempre me guiaram durante esta pesquisa.

Aos outros colegas e professores do projeto Kamilla, Laura, Jhon, Cleber, Profa. Juliana e Prof. Thomas, por toda a ajuda dada e momentos felizes durante esses anos, por tão importantes reuniões de discussão.

Ao Professor Paulo Boggiani por tão importantes discussões para esclarecer dúvidas e por essa boa energia sempre.

Para cada um dos funcionários do CPGeo, especialmente para Alyne e Liliane por sua ajuda e aprendizagem durante as realização das análises.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências IGc, que sempre tiveram uma excelente energia e atitude para me ajudar.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica pelo apoio técnico e material.

À FAPESP pelo financiamento do projeto temático " The Neoproterozoic Earth System and the rise of biological complexity", coordenado pelo Prof. Ricardo Trindade (IAG-USP). Também à CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Brasil por ser o país que me acolheu e me deu o apoio para fazer o mestrado. A todas as amizades feitas nesses dois anos, por essa excelente energia.

“[...] pero a muy pocos pasos me vi precisado a mudar de dictamen, tanto porque conocí lo temerario de mi empeño en querer seguir el más sublime modelo, [...]”

Jorge Tadeo Lozano. *Fauna cundinamarquesa*.

Semanario del Nuevo Reino de Granada, 1808.

RESUMO

Gómez, J.C.G., 2019. Fácies sedimentares e assinatura isotópica de C-O-Sr da Formação Tamengo na mina Laginha, Faixa Paraguai Sul [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105 p.

O Grupo Corumbá representa um dos mais completos registros sedimentares do Ediacarano na América do Sul, com afloramentos de rochas siliciclásticas e carbonáticas ao longo da Faixa Paraguai Sul. Estas rochas contêm um rico conteúdo fóssilífero, com ocorrências dos primeiros organismos com estruturas biomineralizadas (*Cloudina* sp). Este trabalho apresenta o estudo faciológico e quimioestratigráfico da Formação Tamengo, Grupo Corumbá na mina Laginha, sucessão carbonática de 130 metros de espessura, em contato erosivo na base com brechas calcárias e no topo com os pelitos da Formação Guaicurus. Para a Formação Tamengo foram descritas 4 fácies sedimentares: brecha calcária intraformacional (F1), grainstone oolítico (F2), packstone/grainstone oolítico (F3) e ritmito (F4), as quais representam a evolução de uma rampa interna-média com geração de barras oolíticas, submetida à ação de correntes e ondas de alta energia. Os dados geoquímicos e isotópicos dos carbonatos mostram as condições geoquímicas dessa rampa carbonática depositada em ambiente marinho de águas rasas. Análises isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas em 130 amostras de rocha, coletadas a cada um metro. Com base nos teores de Rb e Sr determinados por FRX, as 10 amostras com altas concentrações de Sr foram selecionadas para análise isotópica de Sr e geoquímica elementar. Na base da sucessão, os carbonatos oolíticos mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) de cerca de -3,5 ‰, aumentando para +6,0 ‰ nos primeiros 70 metros basais da sequência. O aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é interpretado como resultado do aumento da taxa de matéria orgânica soterrada. Acima desse intervalo, observa-se uma tendência homogênea dos valores $\delta^{13}\text{C}$, oscilando entre 1,7 e 3,4 ‰. A estabilidade nestes valores positivos pode estar relacionada ao equilíbrio entre a taxa de matéria orgânica soterrada e a reciclagem do carbono pela degradação da matéria orgânica. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) são todos negativos e mostram uma tendência progressiva em toda a seção, de -1,8 na base a -9,3 ‰ na parte superior. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ provavelmente não refletem as composições isotópicas primárias devido à alteração pós-deposicional. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variaram entre 0,7085 e 0,7089, as quais são concordantes com a evolução global para o final do Ediacarano. Os resultados obtidos permitem inferir que estas razões representam a composição isotópica da água do mar na época da deposição. A presente investigação contribui para o conhecimento das condições geoquímicas presentes nos ambientes marinhos rasos da rampa carbonática onde as rochas da Formação Tamengo foram depositadas e suas implicações no desenvolvimento das comunidades biológicas que evoluíram no final do Ediacarano.

Palavras-chave: Quimioestratigrafia, Ediacarano, rampa carbonática, carbonato oolítico, ooides aragoníticos.

ABSTRACT

Gómez, J.C.G., 2019. Sedimentary facies and C-O-Sr isotopic signature of the Tamengo Formation at the Laginha mine, Southern Paraguay Belt [Master's Thesis], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105 p.

The Corumbá Group represents one of the most complete sedimentary records of the Ediacaran in South America, with outcrops of siliciclastic and carbonate rocks along the southern Paraguay Belt. These rocks contain a rich fossiliferous content, with occurrences of the first organisms with biomineralized structures (*Cloudina* sp). This work presents the faciological and chemostratigraphic study of the Tamengo Formation, Corumbá Group, at the Laginha mine, a 130 - m thick carbonate succession, in erosive contact at the base with carbonate breccias and at the top with pelites of the Guaicurus Formation. Four sedimentary facies have been described in the Tamengo Formation: intraformational breccia (F1) oolitic grainstone (F2) oolitic packstone/grainstone (F3) and rhythmites (F4), which represent the evolution of an inner-mid ramp with oolitic bars generation, subjected to the action of currents and waves of high energy. Elemental and isotope geochemistry of carbonates show the chemical conditions in the shallow-water marine environments of this carbonatic ramp. Carbon and oxygen isotopic analysis were performed on 130 calcareous samples, collected each meter. Based on the Rb and Sr contents determined by XRF, ten samples with high Sr concentrations were selected for Sr isotope and elemental geochemical analysis. The $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) values start with -3.5 ‰ at the base of oolitic carbonates, increasing to +6.0 ‰ in the first 70 meters at the base of the sequence. The increase in $\delta^{13}\text{C}$ values is preliminarily interpreted as a result of the increase in the organic matter buried. Above this interval, a homogeneous trend is observed in the $\delta^{13}\text{C}$ values, oscillating between 1.7 and 3.4 ‰. The stability of these positive values can be related to a balance between the buried organic matter and carbon recycling by organic matter degradation. The $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) values are all negative and show a progressive trend throughout the section, from -1.8 at the base to -9.3 ‰ at the top. This trend of the $\delta^{18}\text{O}$ values probably do not reflect the primary isotopic composition due to post-depositional alteration. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ranged between 0.7085 and 0.7089, which are in accordance with the global Sr isotope evolution of the late Ediacaran seawater. The obtained results allow us to infer that these ratios represent the isotopic composition of seawater at the time of deposition. The present study contributes to the knowledge of the geochemical conditions of the shallow marine environments of the Tamengo Formation, which has implications in the development of the biological communities that evolved at the end of the Ediacaran.

Keywords: Chemostratigraphy, Ediacaran, carbonate ramp, oolitic carbonate, aragonitic ooids.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	3
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	5
3	MATERIAIS E MÉTODOS	13
3.1	Técnicas petrográficas	13
3.2	Preparação de amostras de carbonato para análises geoquímicas	14
3.3	Geoquímica elementar por Fluorescência de Raios-X portátil (FRX-P)	16
3.4	Geoquímica elementar por espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS)	16
3.5	Análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos	17
3.6	Análises isotópicas de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	17
4	RESULTADOS	19
4.1	Descrição do afloramento	19
4.2	Fácies sedimentares	21
4.2.1	Brecha calcária intraformacional (F1)	21
4.2.2	<i>Grainstone</i> oolítico (F2)	25
4.2.3	<i>Packstone/grainstone</i> oolítico (F3)	31
4.2.4	Ritmito (F4)	35
4.3	Seção estratigráfica da mina Laginha	41
4.4	Geoquímica Elementar	41
4.4.1	Teores de rubídio e estrôncio em amostras de rocha total	41
4.4.2	Geoquímica da fração carbonática	43
4.5	Geoquímica Isotópica	46
4.5.1	Isótopos de C e O	46
4.5.2	Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	51

5	DISCUSSÃO.....	53
5.1	Diagênese e Processos pós-deposicionais.....	53
5.1.1	Compactação	53
5.1.2	Cimentação	54
5.1.3	Recristalização.....	55
5.1.4	Dissolução	57
5.1.5	Dolomitização.....	57
5.2	Avaliação da natureza primária dos sinais isotópicos.	61
5.3	Químioestratigrafia e análise paleoambiental.	71
5.4	Isótopos de Sr e implicações tectônicas.....	80
5.5	Evolução geológica.....	83
6	CONCLUSÕES.....	89
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

1 INTRODUÇÃO

Os registros geológicos neoproterozoicos representam um intervalo de tempo em que a Terra sofreu importantes mudanças na dinâmica endógena e exógena, com a implementação de um novo regime geotectônico após da orogenia Brasiliana/Pan-Africana com a formação, pela primeira vez, das rochas metamórficas de ultra alta pressão UHP (Ganade-Araújo et al., 2014) e o surgimento das novas e complexas formas de vida multicelulares que causaram mudanças nos sistemas geoquímicos marinhos e atmosféricos (Jacobsen et al., 1999). Algumas das mais extremas mudanças climáticas registradas na história da Terra ocorreram no Neoproterozoico, com glaciações globais seguidas de rápidos aquecimentos que foram registradas em sucessões sedimentares em diversos continentes (Hoffman, 1998; Halverson et al., 2010).

Anomalias geoquímicas registradas em rochas carbonáticas ediacaranas foram melhor compreendidas nas últimas duas décadas, à medida que novas ferramentas analíticas foram disponibilizadas e novos estudos estão sendo publicados. Uma das anomalias mais discutidas corresponde à excursão extremamente negativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ registrados em vários depósitos ediacaranos após 580 Ma (Le Guerroué et al., 2006; Kaufman, 2018). Esta anomalia é conhecida como Shuram-Wonoka e tem sido discutida em termos de processos diagenéticos globais (Derry, 2010), aumento de oxidação dos fundos oceânicos e consequente oxidação de metano (Cui et al., 2017), obliquidade da Terra (Williams & Schmidt, 2018) e oxidação de grande reservatório de carbono orgânico dissolvido nos oceanos (Le Guerroué et al., 2006), entre outros. Quaisquer que sejam os processos envolvidos, a vida eucariótica encontrou por alguma razão as condições perfeitas para sua radiação no final do Ediacarano, com o surgimento dos filos que resultariam em extrema diversificação ao longo do Fanerozoico.

A Faixa Paraguai Sul possui um dos registros sedimentares ediacaranos mais ricos e completos do mundo. Registros de mudanças climáticas e vasto conteúdo paleontológico estão presentes nos grupos Jacadigo e Corumbá (Boggiani et al., 2010; Zaine, 1991). A Formação Tamengo, na área de Corumbá, pertencente ao Grupo homônimo, abrange uma sucessão carbonática depositada entre 555 Ma e 542 Ma (Boggiani et al., 2010; Parry et al., 2017). Essa sucessão corresponde ao Ediacarano tardio, onde ocorrem os primeiros registros de organismos biomineralizantes como *Cloudina* (Walde et al., 2015) e as primeiras estruturas de bioturbação por organismos bilaterais do filo Nematoda (Parry et al., 2017), entre outros registros fósseis (Boggiani et al., 2010).

Algumas perguntas sobre a evolução dos oceanos, atmosfera, clima e ambientes deposicionais da Terra, às vezes são resolvidas através do estudo de variações isotópicas de alta resolução estratigráfica, em rochas que representam a composição isotópica da água do mar ao longo do tempo (Jacobsen & Kaufman, 1999). As curvas isotópicas de Sr e C da água do mar também são ferramentas importantes para a correlação estratigráfica, em particular para intervalos como o Neoproterozoico (Kaufman et al., 1997). A integração da geoquímica com o estudo de fácies permitem abordagens valiosas para a reconstrução paleoambiental de algumas sucessões estratigráficas (Flügel, 2004).

Este trabalho apresenta dados sedimentológicos e geoquímicos obtidos da seção exposta na mina Laginha, com sua estratigrafia abrangendo, da base para o topo, a Formação Bocaina, fácies carbonáticas rasas da Formação Tamengo e a Formação Guaicurus. Uma reconstrução paleoambiental é proposta com base na associação de fácies e dados de $\delta^{13}\text{C}$, e foi relacionado o comportamento das curvas com as anomalias globais para a época. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ serão discutidas em função à conexão da bacia com o grande reservatório marinho no momento da deposição dessas sequências sedimentares.

As causas das grandes mudanças climáticas, biológicas e tectônicas ocorridas no final do Pré-cambriano ainda são temas de grande discussão. O uniformitarismo nos processos geológicos e biogeoquímicos deve ser aplicado com cautela ao estudar rochas pré-cambrianas, já que a dificuldade de se encontrar análogos no Fanerozóico dá origem a um grande número de possibilidades a serem explicadas.

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Este projeto de mestrado objetivou realizar um análise de fácies e um estudo quimioestratigráfico nas rochas carbonáticas da Formação Tamengo, aflorantes na região de Corumbá, especificamente na seção exposta na mina Laginha, usando algumas técnicas petrográficas, juntamente com isótopos estáveis de C, O e Sr. Através da integração dos resultados encontrados será possível realizar reconstruções paleoambientais e da dinâmica química marinha desses ambientes.

A presença de fósseis índice *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri* (Zaine & Fairchild, 1985; Badcock et al., 2005) nas rochas carbonáticas da Formação Tamengo, permite a calibração temporal da seção e sua correlação global com outras sucessões em diferentes continentes que contêm estes mesmos fósseis. Importante ressaltar que este período do tempo geológico precede a explosão de vida que ocorreu no Cambriano e que carece de estudos de detalhe na América do Sul. Adicionalmente, o fato de ocorrer níveis de cinzas vulcânicas intercaladas nos carbonatos da Formação Tamengo em outras seções na área permite associar o registro paleontológico, geoquímico e isotópico a idades absolutas de alta precisão, o que ainda é muito escasso neste período.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada nas proximidades do município de Corumbá, no Estado de Mato Grosso do Sul (Figura 1). A mina Laginha é acessada através da rodovia BR-262, a partir do aeroporto local em direção sul à area de Urucum (Maciço de Urucum). Após aproximadamente 12 km se encontra, no lado direito, a entrada para a Fazenda Laginha. Esta propriedade é administrada pela empresa Votorantim Cimentos, com aproveitamento de calcário a céu aberto. Coordenadas UTM N=7885500; E=432900.

Figura 1. Imagens de satélite da área de estudo. Rodovia BR-262 Km 12 Corumbá-Urucum. Coordenadas N=7885500; E=432900. Data 10/06/2018, Google Earth®.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Faixa Paraguai constitui uma faixa de dobramentos de aproximadamente 1.200 km de extensão, desde a região do Rio das Mortes em Mato Grosso, a norte, onde assume orientação leste-oeste, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para a direção norte-sul e se prolonga até Corumbá e, daí, para a Serra da Bodoquena, no extremo sul deste domínio, no Estado de Mato Grosso do Sul (Figura 2). Esta faixa está inserida no setor sudoeste da Província Tocantins e representa um dos principais cinturões orogênicos que marca a fronteira entre os crátons Amazônico, São Francisco, Rio Apa e Paranapanema (Cordani et al., 2010; Babinski et al., 2018; McGee et al., 2018). Sua origem está relacionada a eventos de sutura entre blocos continentais que foram separados a partir da quebra de Rodínia e que amalgamaram para formar Gondwana durante o Ediacarano e Cambriano, no final da orogenia Pan-Africana Brasileira (Gaucher et al., 2009).

Esta faixa é composta por rochas sedimentares depositadas durante o Neoproterozoico, dividindo-se em duas unidades geotectônicas, as faixas Norte e Sul. A conexão postulada para estas duas faixas é baseada na litoestratigrafia (Alvarenga et al., 2009). Em ambas, o embasamento cristalino paleoproterozoico é sobreposto por diamictitos e sedimentos com influência glacial, os quais são recobertos por espessos pacotes de carbonatos.

A Faixa Paraguai Norte, localizada na margem sudeste do Cráton Amazônico, apresenta quatro sucessões estratigráficas principais (Alvarenga et al., 2009; Dantas et al., 2009): a primeira sucessão de origem glacial, composta por rochas sedimentares de granulometria fina do Grupo Cuiabá; a segunda sucessão é constituído por conglomerados, diamictitos, arenitos, siltitos e folhelhos da Formação Puga na parte oeste da faixa, mudando na direção leste para diamictitos-turbiditos do Grupo Cuiabá, todos depositados em ambientes com influência glacial; a terceira é a sucessão carbonática do Grupo Araras; e a quarta sucessão é composta de arenitos, siltitos e arcósios do Grupo Alto Paraguai. A idade máxima de deposição de 652 ± 5 Ma obtida em zircões detríticos no topo da sucessão do Grupo Cuiabá (Babinski et al., 2018), e a idade isocrônica Pb-Pb nos carbonatos da Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras, de 633 ± 25 Ma (Babinski, 2011), indicam uma idade Marinoana para esta glaciação (≈ 636 Ma). Datações U-Pb de 560 ± 13 Ma, em zircões detríticos, definem a idade máxima de deposição da Formação Diamantino, topo do Grupo Alto Paraguai (McGee et al., 2014).

Figura 2. Mapa geológico regional da Faixa Paraguai. Modificado de Alvarenga et al. (2009).

Em uma visão geotectônica geral da Faixa Paraguai Sul, a área de estudo está localizada na região do município de Corumbá e a Serra da Bodoquena, onde afloram rochas do embasamento cristalino do Complexo Rio Apa (porção meridional do Cráton Amazônico). Este complexo compreende rochas metamórficas paleoproterozoicas, intrudidas por rochas graníticas (Cordani et al., 2010). A evolução tectônica começa com a formação de uma série de arcos magmáticos que foram afetados por diferentes eventos metamórficos. No trabalho de

Cordani et al. (2010), as mais antigas idades U-Pb SHRIMP registradas em zircões de gnaisses bandados coletados na parte noroeste da Serra da Bodoquena, a sudeste da área de estudo deste trabalho, forneceram uma idade de 1950 ± 23 Ma, além de algumas idades mais jovens de 1774 ± 26 Ma obtidas em ortognaisses na Serra da Bodoquena. McGee et al., (2018) apresentam idades U-Pb SHRIMP em zircões de gnaisses félsicos na área de Corumbá de 1808 ± 7 Ma, e na região de Bodoquena idades de 1754 ± 7 Ma e 1706 ± 10 Ma. Estas idades relacionam o Cráton Rio Apa com as rochas graníticas e gnaissicas da província tectônica Rio Negro-Juruena localizada ao noroeste e pertencentes ao Craton Amazônico (Cordani et al., 2010).

Discordantemente, sobre este embasamento, ocorrem as coberturas sedimentares neoproterozoicas que afloram ao longo desta faixa. Na região de Corumbá, a sucessão começa da base para o topo com o Grupo Jacadigo, representado pelas formações Urucum e Santa Cruz (Figuras 3 e 4). A Formação Urucum aflora no maciço do mesmo nome, 10 km ao sul da área de estudo, é composta por material siliciclástico, como arenitos ricos em grãos de feldspato, conglomerados, pelitos e carbonatos, além de importantes níveis de formações ferríferas (BIFs) (Freitas et al., 2011). É uma das mais jovens formações de ferro bandado, com idade mínima $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 587 ± 7 Ma, determinada em criptomelana diagenética tardia a neometamórfica, interpretada como o registro da idade dos extensos eventos tectônicos que geraram os sistemas de grabens na borda sudeste do Craton Amazônico, incluindo também o aulacógeno Chiquitos-Tucavaca (Piacentini et al., 2013). Acima desta, a Formação Santa Cruz começa na base com uma camada contínua de arenitos e arcósios ferruginosos de cor vermelha, com cimento de jaspilito/hematita, e em direção ao topo, BIFs ricos em hematita e jaspe são intercalados com arenitos, arcósios e conglomerados (Almeida, 1945). Os diamictitos da Formação Puga ocorrem ao sul do Maciço de Urucum, no Morro do Puga e na Serra da Bodoquena, com origem glacial ainda discutida e uma idade máxima de deposição U-Pb (LA-ICP-MS) determinada em zircões detríticos de 686 ± 10 Ma (McGee et al., 2018). A posição estratigráfica, idade máxima de deposição e litofácies da Formação Puga, sugerem relação com a glaciação Marinoana (Alvarenga et al., 2009).

O Grupo Jacadigo é sobreposto discordantemente pelo Grupo Corumbá (Boggiani et al., 2010; Freitas et al., 2011). A unidade inferior (Formação Bocaina) é composta por dolomititos que variam de grainstone, packstone, brechas e carbonatos estromatolíticos (Almeida, 1945, Alvarenga et al., 2009), com ocorrências de camadas de fosforito (Boggiani, 1998). Zircões de tufos vulcânicos do topo da unidade, na localidade de Porto Morrinhos, foram datados e forneceram uma idade U-Pb de 555.18 ± 0.3 Ma (Parry et al., 2017). De acordo com suas

características isotópicas e sedimentológicas, os carbonatos da Formação Bocaina foram interpretados como uma capa carbonática (Boggiani et al., 2003). Acima, está a Formação Tamengo, aflorante na margem do Rio Paraguai e nas minas Corcal e Laginha. É composta por carbonatos, margas e folhelhos ricos em matéria orgânica (Alvarenga et al., 2009; Boggiani et al., 2010). Nos afloramentos da mina Corcal, são encontrados tufos vulcânicos no topo desta formação, que forneceram uma idade de 543 ± 2 Ma (Babinski et al., 2008). No topo da formação também ocorrem fósseis de *Cloudina lucianoi* (Zaine et al., 1985) e *Corumbella werneri* (Badcock et al., 2015; Walde et al., 1982) indicando uma idade Ediacarana tardia, entre 549 e 543 Ma (Warren et al., 2012). A Formação Guaicurus recobre os carbonatos da Formação Tamengo, com passagem repentina para fácies siliciclásticas finas, o que representa um aumento rápido do nível do mar na bacia (Boggiani et al., 2010). Nesta formação ocorrem os primeiros registros de estruturas de bioturbação feitas por organismos bilaterais do filo Nematoda (Parry et al., 2017). O Serviço Geológico do Brasil CPRM, mapeou áreas a sudeste da Serra da Bodoquena como rochas do Grupo Cuiabá, porém, zircões detríticos destas rochas forneceram idade U-Pb SHRIMP de 543 ± 11 Ma (McGee et al., 2018), fazendo com que estes autores as interpretassem como rochas da Formação Guaicurus. Isso indica que a deposição dos sedimentos na Faixa Paraguai Sul provavelmente continuou até o Cambriano.

Estas coberturas sedimentares descritas apresentam deformação, na fase final da Orogenia Brasileira (Trindade et al., 2003; Tohver et al., 2010). As rochas (grupos Jacadigo e Corumbá) na região de Corumbá sofreram deformações dúcteis e rúpteis representadas por dobras, foliações, falhas e fraturas que registram três fases principais (D1-D2-D3) de um evento progressivo e monocíclico com muito baixo grau de metamorfismo (Silva et al., 2016). A fase D1, realizada por fluxo dúctil entre camadas, deu origem principalmente à uma foliação subparalela à estratificação, bastante penetrante nas rochas do Grupo Jacadigo e muito menos penetrante nas rochas do Grupo Corumbá. A fase D2 envolveu esforços compressivos de baixo ângulo, que causaram uma reversão nas falhas normais do graben da fase *rift*, comprometendo as rochas cristalinas do embasamento. A fase D3 imprimiu esforços de empurrão na direção SE-NW, originando rampas frontais típicas observadas na mina de Laginha e dobras regionais com vergência ao NW. O único mecanismo disponível para explicar a formação de D1-D2-D3 (compressão SE-NW) na Faixa Paraguai Sul é a colisão da margem oeste do Bloco Paraná com a margem leste do paleocontinente Amazônico-Rio Apa no final do Ediacarano-Cambriano (Silva et al., 2016).

Figura 3. Mapa geológico local e Modelo de Elevação Digital MED da área de Corumbá. Modificado da Carta Geológica Folha Corumbá SE. 21-Y-D (Cuadros-Justo et al., 1998).

Figura 4. Perfil estratigráfico geral na Faixa Paraguai Sul na área de Corumbá. Modificado de Piacentini et al. (2013).

Estudos litoestratigráficos, quimioestratigráficos e geocronológicos têm sido realizados nas rochas sedimentares da Faixa Paraguai, ajudando a compreender a origem e evolução da bacia onde elas foram depositadas. Jones (1985) propôs um modelo evolutivo para as faixas Paraguai e Chiquitos-Tucavaca em bacias rift originadas em junção tríplice. Trompette (1998) interpretou que a abertura dessas bacias seria aproximadamente sincrônica à deformação da Faixa Brasília, classificando-as como grabens do tipo impactógeno ou foreland, geradas por flexura litosférica na frente das nappes da Faixa Brasília. Pimentel et al. (1996) relacionaram granitos pós-tectônicos à fase extensiva em que teriam se formado as bacias no contexto rift.

Após estas hipóteses iniciais, Boggiani (1998) propõe para o Grupo Corumbá um modelo de evolução de bacia *rift to drift*, com desenvolvimento de margem passiva evidenciada pelos fósseis e eventos fosfogenéticos. Alvarenga et al. (2009) propõem um modelo evolutivo consequente com o modelo do rift, post-rift e drift para o grupos Cuiabá e Araras, e foreland para os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai, na Faixa Paraguai Norte. Freitas et al. (2011) apresentam também um modelo de margem passiva com fases de rift e drift para o Grupo Jacadigo e Formação Bocaina.

Para a Formação Tamengo, Boggiani et al. (2010), propõem uma transgressão marinha na borda do talude continental, na margem passiva, em ambientes de profundidade moderada na área de Corumbá e aprofundamento na direção das seções expostas na Serra da Bodoquena. Para a seção exposta na mina Laginha, em termos de distância à linha costeira, a posiciona mais distal do que as seções das minas Corcal e Saladeiro. A seção da mina Horií, localizada na Serra da Bodoquena, apresenta grainstones que são interpretados como depositados em ambientes mais profundos que os grainstones oolíticos da seção de mina da Laginha.

Trabalhos anteriores de quimiostratigrafia realizados nos carbonatos da Formação Tamengo, relatam valores de $\delta^{13}\text{C}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e propõem possíveis correlações com outras seções da Faixa Paraguai Sul e de outras seções do Ediacarano Superior no mundo.

Simon (2007) estudou duas seções de carbonatos pertencentes à Formação Tamengo, uma localizada na mina de Corcal, próximas ao município de Corumbá, e outra na mina Horií, na área da Serra da Bodoquena. Uma descrição das fácies foi feita e a presença de *Cloudina* foi relatada na seção da mina Corcal. Os resultados das análises de isótopos estáveis de C na mina Corcal mostram uma tendência homogênea, com pequenas variações de baixa frequência entre + 3,5‰ e + 5,3‰, e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 23 amostras variam de 0,7084 e 0,7087. Na seção estudada na mina Horií, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são homogêneos e próximos a + 3‰, e as razões

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,7083 a 0,7085. A autora propõe uma correlação nas curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ destas duas seções com a sucessão exposta na mina Laginha, descrita por Boggiani et al. (2003), e com outras seções localizadas na Namíbia (Grupo Nama), Omã (Grupo Nafun) e Uruguai (Grupo Arroyo del Soldado).

Alvarenga et al. (2009) e Misi et al. (2007) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Tamengo, a partir do trabalho de Boggiani et al. (2003). Trata-se de uma seção composta, com dados de diversas seções da área de Corumbá (minas Corcal, Saladeiro e Laginha), Alto de Puga e Serra da Bodoquena. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentados começam com alguns valores negativos na base, próximos a -3‰ e iniciam uma excursão positiva atingindo valores de até +5‰. Acima deste intervalo, 100 metros de carbonatos mantêm um comportamento homogêneo com valores que permanecem próximos a +3‰. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,7084 a 0,7085.

Boggiani et al. (2010) integraram informações sedimentológicas, estratigráficas, paleontológicas, quimioestratigráficas e geocronológicas de diferentes trabalhos anteriores, e apresentaram um modelo de correlações com outras localidades ediacaranas em distintos continentes. Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ apresentados correspondem a seções localizadas em Corumbá e na Serra da Bodoquena. Para a mina Laginha, foram realizadas análises para as sucessões expostas nas duas frentes de lavra. Na base da Formação Tamengo, duas amostras fornecem valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a -3,5‰, seguidos por uma tendência homogênea próxima a 0‰, até iniciar uma excursão positiva, chegando até +5‰. Acima desse intervalo, os valores apresentam pequenas variações, sempre próximos de +2‰. Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados na base da seção da mina Laginha foram correlacionados à excursão negativa Shuram-Wonoka.

Spangenberg et al. (2014) apresentam resultados de análises de isótopos de carbono em carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e matéria orgânica associada ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), concentrações de elementos maiores, traço e de terras raras (REE) e a distribuição de hidrocarbonetos, análises feitas em amostras de várias localidades da Faixa Paraguai Sul, na Serra da Bodoquena e na área de Corumbá, incluindo a mina Laginha. Com base nestes dados, propõem dois estágios biogeoquímicos na sedimentação da Formação Tamengo, o primeiro em uma coluna de água estratificada, e um segundo estágio anóxico, com baixa produtividade próximo da superfície e baixos níveis relativos do mar.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A seção estratigráfica estudada na mina Laginha tem um total de 180 metros de espessura, incluindo, da base para o topo: brechas carbonáticas basais, calcarenitos e folhelhos negros da Formação Tamengo e os pelitos da Formação Guaicurus (Figura 5). O perfil foi descrito e amostrado em duas campanhas de campo em março-abril de 2017, com a coleta de dados das feições estruturais do afloramento, estruturas sedimentares, descrição de fácies, etc. As amostras foram coletadas a cada metro, tanto nos carbonatos correspondentes à brecha basal, como nos carbonatos da Formação Tamengo, totalizando 136 metros de amostragem na seção.

Figura 5. Afloramento dos carbonatos da Formação Tamengo, mina Laginha, área de Corumbá MS.

3.1 Técnicas petrográficas

A descrição de todas as amostras coletadas foi realizada em escala macroscópica no Instituto da Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Inicialmente as amostras foram cortadas e polidas para obter as partes mais frescas, tanto para descrição quanto para coleta de material para análises posteriores.

A descrição das seções polidas para a identificação de fácies foi feita com a ajuda da lupa binocular Carl Zeiss – Stemi SV.11 no laboratório de Paleontologia do Instituto de Geociências da USP. A partir de uma primeira análise faciológica, amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas.

O estudo petrográfico convencional foi realizado no laboratório de geologia sedimentar do Instituto de Geociências da USP com microscópio petrográfico Carl Zeiss – modelo Axioplan 2, com recursos de luz polarizada, charriot com precisão de 0,5 mm, luz refletida e transmitida, luz condensada e platina móvel. Este equipamento proporciona um aumento máximo de 1000x e possui o Software LAS – *Leica Application Suite* que permite realizar imagem total da lâmina através de scan manual, além de uma câmera Leica MC170HD acoplada.

Nas análises petrográficas, foram utilizadas as classificações propostas por Dunham (1952) e Folk (1962) para as rochas carbonáticas. Para a classificação de margas foi utilizada a classificação proposta por Correns (1949) e para rochas siliciclásticas, a proposta de Folk (1962).

Para as análises de MEV, as lâminas foram polidas com pó de silício, 600 mesh, e recobertas com carbono. Foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura ambiental (ESEM) Quanta 650 FEG, Marca FEI do Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP. As análises EDS foram realizadas com tensão de 30 kV e distância de trabalho de 8,5 mm.

3.2 Preparação de amostras de carbonato para análises geoquímicas

Dadas as texturas oolíticas presentes na maioria das amostras da seção, foi realizada uma primeira análise dos isótopos de C e O nos ooides e no cimento de 4 amostras selecionadas, a fim de se identificar separadamente as suas assinaturas isotópicas. Nas análises isotópicas da rocha total em carbonatos oolíticos, os resultados dependem das proporções de elementos sedimentares e diagenéticos, tais como ooides, intraclastos, cimentos de diferentes fases diagenéticas, etc.

Utilizou-se o equipamento de amostragem Micromill, composto por um microscópio estéreo acoplado a um computador e uma broca, com resolução de 0,1 mm de diâmetro na área amostrada (Figura 6). Esta ferramenta faz automaticamente pequenas perfurações nos

componentes selecionados, que possuem principalmente, no caso dos ooides, até 2 mm de diâmetro. Para cada amostra, 10 miligramas de carbonato foram recolhidos dos ooides e do cimento em mosaico e fibroso.

Figura 6. Equipamento de amostragem Micromill, com resolução de 0,1 mm de diâmetro na área amostrada. Também alguns exemplos de áreas selecionadas para análises isotópicas de C e O. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

A análise pontual evidenciou certa homogeneização entre os elementos texturais, permitindo uma coleta, em rocha total de 100 miligramas para as análises isotópicas de C, O e Sr. Essa coleta foi realizada com equipamento de perfuração para dentista, com broca de tungstênio, procurando não pulverizar o material de veios, zonas muito recristalizadas ou em superfícies alteradas.

Para as análises de geoquímica elementar na fração carbonática, através da técnica de ICP-MS, as amostras foram pulverizadas com a utilização de um almofariz de ágata, para evitar contaminação por metais.

Todos os procedimentos de preparação mecânica de rochas foram realizados nos laboratórios de preparação de amostras do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

3.3 Geoquímica elementar por Fluorescência de Raios-X portátil (FRX-P)

A fluorescência de raios X portátil (FRX-P) é uma técnica analítica instrumental não destrutiva que mede a composição elementar de uma substância geralmente sólida quando exposta à radiação de raios-X. Para ter uma abordagem preliminar das concentrações de Rb e Sr ao longo da seção, foi utilizado o instrumento de medição portátil Thermo Scientific™ Niton™ XL3t XRF. Com este equipamento, a aquisição de dados pode ser muito rápida, além dos baixos custos operacionais. A medição das 131 amostras de calcário foi realizada utilizando como controle, a cada 20 amostras, um branco (sílica pura), um padrão do equipamento (QC0001) e um padrão interno (amostra de calcário neoproterozoico previamente analisado por ICP-MS). Os resultados mostrados pelo equipamento forneceram limites de detecção de 6 ppm para Sr e de 2 ppm para Rb.

Como limitações a esta técnica estão os altos limites de detecção, efeitos de matriz, bem como a presença de altas concentrações de metais pesados a qual pode produzir interferências espectrais. No entanto, considerou-se que as medições do equipamento são suficientemente acuradas para as medições semi-quantitativas a qualitativas dos teores de Rb e Sr nas amostras. Desta forma, a seleção de amostras para análises das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi otimizada, com seleção das amostras contendo os teores de Sr e razões Rb/Sr mais adequados para este estudo.

3.4 Geoquímica elementar por espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS)

A técnica de ICP-MS foi empregada visando a determinação dos teores de Ca, Mg, Sr, Rb, Fe e Mn na fração carbonática. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), com a utilização do espectrômetro de massa Quadrupolo ICP-MS para elementos maiores. As medições foram realizadas utilizando como controle, a cada 20 amostras, um padrão de referência (Coral de Japão) e um branco.

A partir de 100 mg de amostra pulverizada (rocha total), a lixiviação inicial foi realizada com 1,5 mL de HCl 0,1 M durante 1 hora (L1). Colocou-se a solução em tubos que foram centrifugados por 7 minutos a 2900 RPM. O sobrenadante (L1) foi extraído com uma pipeta e descartado em um recipiente específico. O resíduo inicial foi lavado com 4,0 mL de H₂O Milli-

Q. A segunda lixiviação foi realizada com 3,5 mL de HCl 0,1 M durante 1 hora (L2). A solução foi colocada em tubos e centrifugados por 7 minutos a 2900 RPM. O segundo lixiviado (L2) foi retirado com uma pipeta e colocado em béquer *Savillex*. O resíduo referente ao L2 foi lavado com 4,0 mL de H₂O Milli-Q e centrifugado por 7 minutos a 2900 RPM, e esta solução foi adicionada ao segundo lixiviado (L2). Esta solução foi evaporada em chapa aquecedora a 80°C e o resíduo foi dissolvido em 0,5 mL de HNO₃ concentrado para conversão de cloretos em nitratos. A solução foi evaporada novamente e o resíduo foi novamente dissolvido em HNO₃ 1,0 M para análise no espectrômetro.

3.5 Análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos

As análises isotópicas de C e O das amostras de calcário foram obtidas pela reação de 10 mg de amostra pulverizada com H₃PO₄ 100%, a 72 °C no Gas Bench, por 24 horas. O CO₂ liberado foi analisado no espectrômetro de massa Finnigan Delta Advantage, no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo CPGeo/USP.

Os isótopos de C e O são expressos por meio de razões isotópicas, utilizando-se a notação delta (δ) por mil, segundo a equação:

$$\delta \text{ ‰} = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}) / R_{\text{padrão}}] \times 1000$$

Onde: R_{amostra} é a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra e $R_{\text{padrão}}$ a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do padrão. A equação corresponde à comparação da razão entre o isótopos da amostra em relação a um padrão, com os valores dados em partes por mil (‰). O padrão utilizado é o V-PDB (*Vienna Pee Dee Bellemnite*) e todos os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ deste trabalho serão apresentados em relação a este padrão.

3.6 Análises isotópicas de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

Para obtenção das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, cerca de 100 mg de carbonato pulverizado foi lixiviado com 2 mL de HCl 0,1 M, durante uma hora. A amostra foi centrifugada e o primeiro lixiviado foi descartado (L1). O resíduo desta primeira etapa foi lavado e centrifugado três vezes com água Milli Q. Em seguida, foi adicionada ao resíduo seco 2 mL de HCl 0,1 M, deixando

reagir durante 30 minutos. Novamente a amostra foi centrifugada e lavada três vezes, obtendo-se o segundo lixiviado (L2).

A solução (L2) foi submetida ao processo de purificação do Sr através da técnica de cromatografia de troca iônica utilizando resina Sr *spec*. As razões foram determinadas no espectrômetro de massas termoiônico (TIMS) Thermofischer Triton, do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP – CPGeo/USP. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para a razão de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ igual a 0,1194. O padrão utilizado é o NBS-987, com valor médio 0.710248 ± 0.000016 (n=25). O branco total de Sr do procedimento é de cerca de 280 pg.

4 RESULTADOS

O estudo da seção estratigráfica da mina Laginha incluiu a descrição do afloramento, análise petrográfica macro e microscópica, estudo das fácies sedimentares e o emprego de várias técnicas analíticas, tais como as análises de geoquímica elementar e as análises isotópicas de carbono, oxigênio e estrôncio em rochas carbonáticas. Os dados obtidos serão descritos a seguir.

4.1 Descrição do afloramento

A seção estudada está localizada na frente de lavra da mina Laginha, na sua porção SW. Os trabalhos de extração do calcário estão centralizados na Formação Tamengo, com afloramentos em contínuo avanço no sentido da direção das camadas, favorecendo uma amostragem de rochas frescas para este estudo.

Na mina se observa o flanco NW de um sinclinal com direção NE-SW que está mapeado na Carta Geológica Folha Corumbá SE. 21-Y-D (CPRM, 1998; Figura 3). As camadas das Formações Tamengo e Guaicurus tem direção N50E e mergulho 30SE, com poucas variações ao longo da seção (Figura 7). Este acamamento às vezes é de difícil reconhecimento devido o caráter maciço das rochas.

Os calcários, dolomitos e folhelhos apresentam fraturamento pela tensão mecânica dos esforços tectônicos predominantemente distensionais na área de Corumbá (CPRM, 1998). Três famílias de juntas são reconhecidas: D1 -N15W/85NE, D2 -N63W/50SW e D3 -N59E/70NW (Figura 7). Duas delas, D1 e D2, formam um sistema de juntas ortogonais, com geração de cunhas. Este padrão de fraturamento é semelhante ao padrão de falhas e alinhamentos ortogonais com direções NE e NW ocorrentes na área (Figura 3). Veios de calcita preenchem juntas e limites de camadas, às vezes atravessando estas superfícies, com algumas mineralizações de fluorita de cor violeta.

Figura 7. Seção mina Laginha, frente SW de lavra, onde as rochas das formações Guaicurus e Tamengo mostram acamamento no sentido SE

4.2 Fácies sedimentares

Descrições litológicas foram feitas em 131 amostras de rocha da seção estratigráfica, utilizando uma lupa binocular, visando identificar feições tais como estrutura, textura, composição, constituintes do arcabouço, tipo de matriz-cimento e aspectos diagenéticos, incluindo a presença de estilólitos, recristalização, etc. Lâminas delgadas foram confeccionadas em amostras selecionadas em função das suas fácies sedimentares.

As informações coletadas em afloramento, as descrições macroscópicas e análises petrográficas permitiram dividir a seção exposta em quatro fácies sedimentares (F1, F2, F3 e F4), que serão descritas a seguir.

4.2.1 Brecha calcária intraformacional (F1)

Se encontra na parte basal da seção estratigráfica exposta na mina Laginha. Sua estrutura sedimentar é de difícil visualização e mostra algumas superfícies de acamamento incipiente (Figura 8a). As brechas são grão-suportadas, com grânulos-seixos de calcário oolítico, calcário maciço, dolomitos, fosforitos, folhelho e brecha calcária (brecha intraformacional). O arcabouço tem clastos arredondados a angulosos, esféricos a alongados, mal selecionados e por vezes horizontalizados. Apresenta matriz de calcita-dolomita, de textura tipo grainstone (Dunham, 1952), com presença de ooides e intraclastos mal selecionados (Figura 8b).

A partir da análise petrográfica, a matriz da brecha apresenta estrutura maciça, arcabouço grão-suportado composto por ooides (<1.5 mm), intraclastos de rocha calcária (<5 mm; Figura 9a, b). Os grãos são mal selecionados, bem arredondados, subesféricos-alongados, com orientação preferencial no plano da estratificação, mostrando contatos flutuantes e pontuais, i.e. empacotamento aberto (Figura 9c, d). Os intraclastos são representados principalmente por fragmentos calcário oolítico (grainstone oolítico).

Em relação aos processos diagenéticos, ocorrem recristalização, cimentação em mosaico de composição dolomítica e calcítica tipo esparita, dissolução em estilólitos de pequena amplitude (Figura 9e, f) e dolomitização de grãos e áreas próximas dos estilólitos com cristais romboédricos de até 0.3 mm.

Figura 8. Fotografias das fácies brecha calcária intraformacional (F1). (a) Brecha matriz-suportada, com clastos angulosos-arredondados, esférico-alongados. (b) Amostra polida da matriz tipo grainstone, com presença de ooides e intraclastos.

Figura 9. Fotomicrografias de lâmina delgada na matriz da brecha basal da seção. Brecha calcária intraformacional (F1). Grainstone oolítico. (a, b) aumento de 2,5X. Arcabouço composto de ooides e intraclastos, as setas vermelhas indicam substituições para dolomita no cimento e grãos. Alguns grãos do arcabouço se dissolveram e reprecipitaram, deixando fantasmas das formas originais. (c, d) aumento de 10X. Contatos flutuantes entre ooides dolomitizados, cimento esparítico recristalizado. (e, f) aumento de 2,5X. Setas amarelas apontam fraturas abertas e as setas azuis mostram dissolução em estilólito. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

A Figura 10 apresenta o espectro de EDS, onde se observam os picos de Mg e Ca nos cristais de dolomita presentes na matriz oolítica da brecha. O mapeamento EDS mostra a distribuição dos cristais de dolomita (cor verde), com formas romboédricas, de hábito euhedral a subhedral, rodeados de cristais de calcita de baixo magnésio (cor vermelho). Análises de MEV

mostram os cristais de dolomita (Do) com formas romboédricas, rodeados de agregados de cristais de calcita de baixo magnésio (CBM; Figura 11).

Figura 10. Espectro de EDS do análise pontual da matriz da brecha calcária intraformacional (F1). Dolomita com picos principais de Mg e Ca. À direita, mapeamento EDS composicional mostrando o ponto da análise em cor amarelo. Na imagem se observa os cristais de dolomita (cor verde) e os cristais de calcita de baixo magnésio (cor vermelho).

Figura 11. Imagem em MEV, amostra da matriz da brecha basal intraformacional (F1). Cristais romboédricos de dolomita em cor cinza escuro (Do) rodeado de cristais de calcita de baixo magnésio em cor cinza mais claro (CBM).

4.2.2 Grainstone oolítico (F2)

Estas fácies ocorrem em camadas de espessuras que variam de 2 até 15 metros. A base das camadas é comumente uma superfície erosiva. Apresentam estratificação cruzada *hummocky/swaley*, marcas onduladas e, em algumas superfícies, marcas de onda (Figura 12). O arcabouço está composto por ooides e alguns intraclastos, mal selecionados, arredondados e alongados, em tamanhos que variam de calcarenito fino a calcirudito. Nas camadas mais basais da seção, é possível reconhecer dolomita no cimento e nos grãos. Algumas intercalações com pelitos de espessuras inferiores a 10 cm são comuns. Observa-se um contato erosivo de superfície irregular entre a brecha calcária basal (F1) e os carbonatos oolíticos sobrepostos desta fácies.

Figura 12. Fácies grainstone oolítico (F2). Calcários oolíticos maciços apresentando estratificação cruzada *hummocky-swaley* (ECH). Intercalações de pelitos alaranjados de pouca espessura (<10 cm).

As análises petrográficas mostraram calcários de estrutura maciça, grão-suportado, com cimentação esparítica em mosaico (Figura 13c, d), cimentação precoce em franja do tipo dog-tooth (filme de pequenos cristais ao redor dos grãos) e calcita drusiforme intergranular (Figura

14e, f; Figura 15c, d). O arcabouço é constituído por ooides e intraclastos de carbonato oolítico (Figura 15e, f), esporadicamente alguns grãos de quartzo tamanho areia muito fina (Figura 13a, b). O tamanho dos ooides tem em média 1,5 mm e não excedem os 3 mm, com formas esféricas, às vezes alongadas devido à compactação mecânica (Figura 15a), e apresentam texturas concêntricas em forma de tijolos ao redor do centro. Os intraclastos podem superar os 10 mm no eixo mais longo, com média de 3 mm. Os grãos do arcabouço são mal selecionados, bem arredondados, subesféricos-alongados, e apresentam contatos flutuantes, pontuais e planares. A forma alongada dos ooides com o eixo mais longo paralelo ao acamamento, e os contatos planares sugerem compactação mecânica moderada. Ooides ocorrem agrupados, formando “grapestones”, com superfícies onduladas, e rodeados com película de precipitado calcítico. A pirita é comum como agregados framboidais na matriz e como cristais cúbicos euédricos na matriz, bordas de grãos e estilólitos. A análise das lâminas delgadas permitem classificar esta rocha como um grainstone oolítico (Dunham 1952) ou ooesparito (Folk 1962).

Dentro dos processos diagenéticos, se apresentam recristalização da calcita fina para mais grossa no centro de alguns grãos e no cimento, fraturas abertas, estilólitos paralelos ao acamamento, e dissolução com perda parcial de clastos (Figura 14a, b; Figura 15b). As recristalizações envolvem mudanças entre poliformos. Em todas as lâminas se observa a passagem de aragonita para calcita nos ooides (conservação da textura em tijolos concêntricos típica de ooides aragoníticos). A dolomitização ocorre próxima dos estilólitos (Figura 14c, d) e no centro de alguns grãos, gerando cristais de dolomita menores que 200 micrômetros (Figura 13e, f).

Nas imagens de MEV feitas nos ooides, se observa calcita *equant* (equidimensional) produto da calcificação dos ooides originalmente aragoníticos (Figura 17), porém, se conservaram as estruturas lamelares ao redor do núcleo. Os espectros EDS das análises pontuais nos ooides, mostram picos de Sr e Ca principalmente (Figura 16). Estas análises morfológicas e composicionais, sugerem precursor aragonítico na formação dos ooides. Este tópico será discutido no capítulo de discussão.

Figura 13. Fotomicrografia da lâmina delgada da amostra LG-17 fácies grainstone oolítico (F2). (a, b) aumento de 2,5X. Arcabouço composto por ooides, intraclastos e grãos de quartzo em contatos flutuantes e pontuais. Setas vermelhas indicam os grãos de quartzo tamanho areia muito fina, subangulosos a arredondados. (c, d) aumento de 10X. Cimento tipo drusa e mosaico entre ooides arredondados. Os grãos apresentam recrystalização na estrutura interna original calcítica (setas amarelas). (e, f) aumento de 10X. Círculo amarelo indicando dolomitização com relictos de calcita primária rodeando cristais romboédricos de dolomita. Em vermelho área com calcita recrystalizada. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

Figura 14. Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra LG-52, fácies grainstone oolítico (F2). (a, b) aumento de 2,5X. Processos de dissolução pós-deposicional. Seta vermelha indica estilólito paralelo ao acamamento onde se observa perda de clastos; as setas amarelas mostram áreas recrystalizadas onde a percolação de fluidos aproveita as discontinuidades feitas pela dissolução. (c, d) aumento de 5X. Dolomitização atravessando o grão, formas romboédricas apagando a textura original da rocha perto de um estilólito. (e, f) aumento de 10X. Cimentação precoce em franja ao redor de grãos, típica de zona freática (tipo dog-tooth), e uma fase posterior de cimentação intergranular de calcita (seta vermelha). Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

Figura 15. Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra LG-69, fácies grainstone olítico (F2). (a, b) aumento de 2,5X. Arcabouço composto na maioria por ooides, má seleção de grãos, arredondados, esféricos-alongados paralelos com o acamamento. Setas amarelas indicam dissolução com perda dos grãos. (c, d) aumento de 10X. Cimento calcítico em mosaico, calcita drusiforme ao redor dos grãos; seta amarela mostra película de calcita menor que 20 micrômetros. (e, f) aumento de 2,5X. Intraclasto de calcário oolítico com superfícies onduladas. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

Figura 16. Espectro de EDS do análise microelementar em oide da amostra LG2-106, fácies grainstone oolítico (F2). A análise foi feita em oide com textura em tijolos concêntricos típica de ooides aragoníticos. O pico do Sr apresentado no espectro do análise pontual, reforça o fato de ser ooides de composição aragonítica. À direita, imagem em MEV mostrando o oide analisado.

Figura 17. Imagem em MEV de oolite da amostra LG2-106, fácies grainstone oolítico (F2). Calcita *equant* (equidimensional) produto da calcificação dos ooides originalmente aragoníticos.

4.2.3 *Packstone/grainstone* oolítico (F3)

Os calcários desta fácies apresentam arcabouço grão-suportado com mistura de matriz micrítica e cimento de calcita e dolomita nos níveis mais basais da seção. As camadas tem estrutura maciça e espessuras inferiores a um metro. Ao longo da seção, estas fácies se intercalam com as fácies grainstone oolítico (F2), com contatos gradacionais. É observado acamamento ondulado com estratificação cruzada *hummocky/swaley* nos limites de algumas camadas com forma lenticular (Figura 18). Se apresentam alguns níveis de pelitos de cor cinza escuro e laranja (<20 cm de espessura). O arcabouço é composto por ooides e intraclastos, com cimento em mosaico ou matriz micrítica recristalizada (Figura 19). Os grãos são mal selecionados em contatos flutuantes, pontuais e planares. Fragmentos de fósseis de *Cloudina* foram encontrados isolados, com tamanhos variados (1,5 a 2,5 mm) e evidências de transporte e retrabalhamento; não foram encontrados espécimes em posição de vida.

Figura 18. Fotografia de fácies packstone/grainstone oolítico (F3). Intercalações de calcário packstone oolítico, calcário grainstone oolítico e pelitos cinza escuros com estratificação cruzada hummocky-swaley (ECH).

Figura 19. Amostra polida de packstone (fácies F3) mostrando recristalização da matriz. Arcabouço composto de ooides e intraclastos.

Nas análises petrográficas, se apresentam calcários oolíticos, maciços, grão-suportados. O arcabouço é composto por ooides, intraclastos e alguns fragmentos de fósseis de *Cloudina* (Figura 20). O cimento esparítico é de calcita, com algumas áreas dolomíticas (<10%), cristais em mosaico preenchendo espaços intersticiais, algumas calcitas drusiformes ao redor de grãos (Figura 21a, b). Tem grãos mal selecionados e o tamanho varia de 150 µm até 2,5 mm (média de 1 mm). Os ooides agrupados formam “grapestones” com superfícies onduladas. Piritas cúbica e framboidal ocorrem disseminadas no cimento da amostra. Essas rochas foram classificadas como grainstone oolítico-packstone oolítico (Dunham 1952), ou ooesparito-oomicrito (Folk 1962).

Os processos diagenéticos impostos nas amostras são a recristalização, dolomitização e dissolução. A calcita é recristalizada de fina para mais grossa no centro de alguns grãos e no cimento/matriz (Figura 21c, d). A dolomitização está concentrada na parte do cimento esparítico, com maior intensidade próximo aos estilólitos. A dissolução se apresenta como enxame de estilólitos e nos centros de alguns ooides com cimento de esparita. Se observa a conservação da textura em tijolos concêntricos nos ooides, sugerindo precursor aragonítico na precipitação inicial destes grãos com modificação para calcita (Figura 21e, f). Também se observa presença de fraturas abertas.

Figura 20. Fragmento de *Cloudina* em corte transversal. Amostra LG-67, fácies packstone/grainstone oolítico (F3). Polarizadores paralelos (a). Polarizadores cruzados (b).

Figura 21. Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra LG-70, fácies packstone/grainstone oolítico (F3). (a, b) aumento de 5X. Cimento em mosaico, esparítico e calcítico. (c, d) aumento de 2,5X. Calcário grão-suportado; é possível observar a recrystalização do cimento e no centro dos grãos. (e, f) aumento de 2,5X. Ooides com tamanhos que não excedem os 2,5 mm; setas amarelas indicam estilólito com material insolúvel e cristais de dolomita. Se observa a textura em tijolos concêntricos nos ooides. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

4.2.4 Ritmito (F4)

Esta fácies se apresenta na seção como intercalações rítmicas de calcário fino (<10 cm), margas (<5 cm) e folhelhos negros (<2 mm), com acamamento plano-paralelo e ondulado. O

contato no topo com a fácies grainstone (F2) é uma superfície erosiva irregular (Figura 22). Ocorrem como camadas de escala centimétrica, com superfícies erosivas na base das camadas, as quais apresentam estrutura laminada ou maciça, presença de peloides, ooides e alguns grãos de quartzo e intraclastos bem selecionados, todos menores de 0,5 mm. Os níveis de folhelhos negros apresentam estrutura folheada (finamente laminada), mistura de argila, lama calcária recristalizada e matéria orgânica (Figura 23). Alguns fragmentos de *Cloudina* são observados (Figura 24). Alguns peloides e grãos de quartzo de até 0,3 mm flutuam na matriz. Pirita cúbica e framboidal ocorrem nos calcários e folhelhos.

Figura 22. Contato erosivo entre fácies Ritmito (F4) e Grainstone oolítico (F2). F4 é constituída por intercalações de calcário fino, margas e folhelhos negros, em camadas tabulares paralelas.

Nas análises petrográficas, se observam calcários finos (mudstone/wackestone) e margas, com estrutura laminada ondulada e plano-paralela. Nos calcários, ocorrem nódulos de matéria orgânica e calcita tipo micrita-microsparita-pseudoesparita (Figura 25a, b). O arcabouço é composto de pelóides (<70 micrômetros), ooides (<0,2 mm), quartzo fino (<70 micrômetros) e intraclastos (<2 mm), sendo que todos flutuam na matriz de micrita (Figura 25c, d). Nesta fácies, são comuns os estilólitos e níveis de dissolução não suturados com pouco

relevo (Figura 25e, f). Estes se apresentam ondulados, ramificados e anastomosados, e ocorrem individualmente ou em níveis. Nas margas, há a mistura de argila, calcita tipo micrita-microsparita, peloides e matéria orgânica, com presença de piratas framboidais e cúbicas (Figura 26a, b). A classificação das amostras analisadas variam de marga dolomitizada (Correns 1949), mudstone peloidal/wackestone (Dunham 1952) a micrito com “pellets” (Folk 1962).

O processo pós-deposicional mais importante é a intrusão de veios hidrotermais (Figura 26c, d), de cerca de 3 mm de espessura, paralelos e cortando a laminação. Estes se apresentam com cristais de dolomita e calcita de até 2 mm, algumas áreas com textura de brecha. Nas áreas dolomitizadas da rocha, a dolomita substituiu em 80% a calcita, com perda da textura original e deixando cristais romboédricos euedrais (Figura 26e, f), com alguns fantasmas de aloquímicos tipo ooides-peloides.

Figura 23. Amostra polida de calcário fino da fácies Ritmito (F4) mostrando laminação ondulada paralela. As setas amarelas mostram piratas framboidais e cúbicas. Arcabouço é composto por peloides e ooides.

Figura 24. Fotografia em seção polida da amostra LG-50. Corte transversal de Cloudina, presença de estrutura geopetal formada pelo recheio de matéria orgânica na base e calcita pós-deposicional no topo do tubo (seta amarela).

Figura 25. Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra LG2-97, fácies ritmito (F4). Classificação: Mudstone peloidal. (a, b) aumento de 10X. Piratas cúbicas e framboidais disseminadas e matéria orgânica ocorre misturada com o lodo calcário e argila. (c, d) aumento de 2,5X. Ooides recristalizados flutuam em micrita-microesparita. (e, f) aumento de 2,5X. Setas amarelas indicam níveis de dissolução não suturados com pouco relevo (*pressure dissolution seams*). Recristalizações meandriformes de calcita são apontadas pelas setas vermelhas. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

Figura 26. Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra LG-40, fácies ritmito (F4). Classificação: Marga dolomitizada. (a, b) aumento de 10X. Contato entre nível de dolomito na base e marga no topo, seta amarela indicam o agrupamento de piratas framboideais e cúbicas. (c, d) aumento de 2,5X. Área da rocha dolomitizada com feições hidrotermais. Setas vermelhas indicam veios de até 3 mm de espessura, e setas azuis apontam a área com cristais de calcita cercado por cristais de dolomito. (e, f) aumento de 10X. Presença de argila entre os cristais de dolomito romboédricas. Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

4.3 Seção estratigráfica da mina Laginha

A partir da análise faciológica das rochas da Formação Tamengo na seção da mina da Laginha, que possui 180 metros de espessura, foi feito um perfil sintético (Figura 27). O perfil litológico mostra os carbonatos e folhelhos negros da Formação Tamengo e os pelitos sobrepostos da Formação Guaicurus em contato abrupto. Também foram indicadas as feições sedimentares observadas no afloramento, tais como a geometria e as relações das camadas, estruturas sedimentares, entre outras. As superfícies erosivas com maior expressão são o contato entre a brecha calcária basal (F1) e os carbonatos oolíticos (F2) sobrepostos, que possui uma superfície ondulada e mudança no aspecto do acamamento, assim como o contato entre o ritmito mudstone/folhelho e o grainstone oolítico, observado aos 70 metros da seção. Fragmentos de *Cloudina* foram observados nas fácies packstone/grainstone oolítico (F3) e ritmito (F4).

4.4 Geoquímica Elementar

4.4.1 Teores de rubídio e estrôncio em amostras de rocha total

Os teores de Sr e Rb foram determinados em 125 amostras de calcário, pela técnica de Fluorescência de Raios-X, utilizando um equipamento portátil. Os resultados obtidos para o Sr são apresentados na Figura 31 e é possível observar baixas concentrações (< 500 ppm) nos primeiros 38 metros de seção. Acima deste intervalo, os valores aumentam para cerca de 1000 ppm até chegar no Ritmito (F4), aos 52 metros, onde as concentrações alcançam 5000 ppm. Aos 70 metros, esta tendência de altas concentrações é interrompida e voltam ao patamar de 1000 - 1500 ppm; essa quebra pode estar associada à discordância que ocorre no limite superior do Ritmito (F4). Acima deste limite, as concentrações de Sr são de cerca de 1500 ppm e mostram um incremento progressivo até o topo da seção, com valores próximos a 2500 ppm.

Ao longo da seção algumas amostras apresentaram variações significativas em comparação à tendência na curva da concentração de Sr. As amostras que apresentaram as maiores concentrações de Sr foram selecionadas para análises isotópicas de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e geoquímica elementar.

As concentrações de Rb variam de 2 a 140 ppm. A fácies ritmito (F4) contém, em geral, maiores teores de Rb em comparação com os apresentados nas fácies grainstone oolítico (F2) e packstone/grainstone oolítico (F3). Isso pode ser devido ao fato de que esses carbonatos têm um conteúdo mais alto de argila, fração detrítica que pode conter minerais ricos em Rb.

4.4.2 Geoquímica da fração carbonática

Alguns elementos químicos são importantes para avaliar a alteração dos carbonatos por processos pós-deposicionais. Sete elementos químicos foram determinados na fração carbonática de 10 amostras selecionadas em função da representatividade das diferentes fácies sedimentares, pela técnica de ICP-MS, e são apresentados na Tabela 4.1. As razões de concentração de alguns elementos são apresentadas na Tabela 4.2 e serão utilizadas para avaliar a ocorrência ou não de processos pós-deposicionais, tais como fluidos meteóricos, dolomitização, etc.

A concentração de cálcio (Ca) varia de 33,8% até 42,5%, tendo um comportamento independente em relação às fácies sedimentares presentes. As análises petrográficas mostraram que a dolomitização é mais forte na base da seção estudada e este pode ser o processo condicionante nas variações de Ca, sendo as amostras LG-10 e LG-21 as que apresentam os teores mais baixos (33%). As amostras LG-41 e LG-55 são as que possuem o maior conteúdo de Ca e são as mais recristalizadas, sugerindo que o processo pós-deposicional pode ter aumentado as concentrações de Ca nos carbonatos.

O magnésio apresenta concentrações variando de 1105 até 5900 ppm. Na base da seção, as amostras com forte dolomitização possuem maior teor de Mg. Esse comportamento pode estar relacionado com a troca de íons de Mg por íons de Ca na estrutura do carbonato.

As concentrações de Sr variam de 540 até 6269 ppm e repetem o comportamento observado nos teores de Sr medidos pela técnica de FRX e mostrados na Figura 31. As concentrações obtidas pelas duas técnicas têm uma correlação muito próxima entre si (Figura 28). Esta concordância nos resultados obtidos por FRX e por ICP-MS, é dada porque os carbonatos, em geral, são puros, com baixo conteúdo de material detrítico (<3% do total da rocha). Assim, as duas técnicas estariam essencialmente analisando a mesma fração carbonática onde o Sr está concentrado. As concentrações de Rb variam de 0,04 até 0,65 ppm, baixas e favoráveis para a determinação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As amostras com maior conteúdo de argila e matéria orgânica apresentam os teores mais altos, provavelmente associado com processos de absorção de Rb na fração argilosa.

Figura 28. Diagrama de dispersão entre as concentrações de Sr obtidas pelos métodos de FRX em rocha total e ICP-MS na fração carbonática, mostrando uma correlação alta ($R^2=0.97$).

As concentrações do Ferro variam de 44,6 até 968 ppm. As amostras com maior conteúdo de argila e/ou pirita apresentam os teores mais altos. A abundância de Fe nos carbonatos é determinada por vários fatores, incluindo a proveniência, condições de pH-Eh, processos pós-deposicionais e o tamanho das partículas da fração detrítica. A influência destes fatores será discutida com mais detalhe no Capítulo 5. A concentração de manganês apresenta covariância com as concentrações de Fe, com teores entre 6 e 74 ppm. A concentração de S varia de 5,7 até 1460 ppm e pode estar relacionada à presença de sulfeto de ferro. Assim, as amostras com maior conteúdo de pirita têm os maiores teores de S e Fe, mostrando uma correlação positiva entre suas concentrações (Figura 29).

Figura 29. Diagrama de dispersão entre as concentrações (em ppm) dos elementos S e Fe, mostrando uma correlação moderada.

Os teores de sódio variam entre 5,6 e 24,2 ppm, e o alumínio entre 11 e 257 ppm. Os maiores teores de Al estão nas amostras com maior quantidade de argila (LG-55, LG-66, LG-97), possivelmente porque o Al está presente na estrutura dos argilo-minerais e das micas.

Tabela 4.1. Concentração de elementos determinados na fração carbonática de amostras da Formação Tamengo.

Amostra	Classificação	Ca (%)	Mg (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Al (ppm)	S (ppm)
LG2-128	Grainstone Oolítico	37,08	1252	3496	0,04	71,87	6,84	5,60	19,39	17,67
LG2-112	Grainstone Oolítico	34,00	1982	2053	0,06	44,63	6,00	5,63	14,37	5,74
LG2-106	Grainstone Oolítico	34,53	1105	2900	0,07	45,13	5,31	7,72	18,09	7,32
LG2-97	Mudstone peloidal	36,59	2666	2031	0,65	967,48	73,89	11,45	256,80	1460
LG2-85	Grainstone Oolítico	37,03	1945	1427	0,06	62,22	7,90	6,80	12,93	19,42
LG-66	Packstone Oolítico	36,35	3752	3557	0,14	237,50	53,34	24,17	29,31	351
LG-55	Packstone Oolítico	40,15	2231	6269	0,12	294,43	17,50	20,27	37,96	19,33
LG-41	Packstone Oolítico	42,48	3875	1256	0,06	111,29	19,60	14,69	25,79	24,20
LG-21	Grainstone Oolítico	33,87	5900	753	0,09	265,42	45,03	6,81	22,46	142
LG-10	Grainstone Oolítico	33,83	4230	540	0,07	116,26	43,74	5,79	11,24	31,73

Tabela 4.2. Razões da concentração de alguns elementos determinados em carbonatos da Formação Tamengo. As marcações em vermelho indicam as mais altas razões Mn/Sr e Fe/Sr.

Amostra	Classificação	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	Sr/Ca	Mg/Sr	Mg/Ca	Rb/Sr
LG2-128	Grainstone Oolítico	0,0020	0,0206	106,05	0,0094	0,3581	0,00338	0,00001
LG2-112	Grainstone Oolítico	0,0029	0,0217	165,64	0,0060	0,9654	0,00583	0,00003
LG2-106	Grainstone Oolítico	0,0018	0,0156	119,04	0,0084	0,3809	0,00320	0,00002
LG2-97	Mudstone peloidal	0,0364	0,4765	180,17	0,0056	1,3129	0,00729	0,00032
LG2-85	Grainstone Oolítico	0,0055	0,0436	259,43	0,0039	1,3628	0,00525	0,00004
LG-66	Packstone Oolítico	0,0150	0,0668	102,19	0,0098	1,0549	0,01032	0,00004
LG-55	Packstone Oolítico	0,0028	0,0470	64,04	0,0156	0,3558	0,00556	0,00002
LG-41	Packstone Oolítico	0,0156	0,0886	338,15	0,0030	3,0851	0,00912	0,00005
LG-21	Grainstone Oolítico	0,0598	0,3526	449,91	0,0022	7,8381	0,01742	0,00012
LG-10	Grainstone Oolítico	0,0810	0,2153	626,37	0,0016	7,8330	0,01251	0,00013

4.5 Geoquímica Isotópica

4.5.1 Isótopos de C e O

Pelo fato da seção estudada conter muitos ooides, foi realizado um teste inicial para conhecer a natureza e origem do sinal isotópico de C e O no cimento e matriz dos calcários oolíticos. Quatro amostras distribuídas ao longo da seção foram escolhidas com base nas fácies sedimentares, nível de dolomitização, recristalização e tamanho de grão. Neste teste, foi analisado o cimento em mosaico intergranular e os ooides maiores de 1 mm, evitando áreas com presença de veios ou recristalização intensa. Os resultados são apresentados na Tabela 4.3.

Tabela 4.3. Análises isotópicas de C e O das amostras de cimento e ooides. As letras A e B no final dos nomes das amostras correspondem a arcabouço e cimento, respectivamente.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro $\delta^{18}\text{O}$ ‰
LG-11A	-1,25	0,07	-6,71	0,08
LG-11B	-1,18	0,07	-6,34	0,05
LG-33A	0,51	0,06	-7,33	0,07
LG-33B	-0,01	0,07	-7,29	0,08
LG-36A	-0,47	0,07	-7,80	0,07
LG-36B	-0,12	0,07	-7,93	0,07
LG-59A	5,48	0,06	-6,83	0,07
LG-59B	5,28	0,07	-7,21	0,07

As amostras escolhidas mostraram resultados muito próximos nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o carbonato do cimento e do arcabouço, com um máximo de variação da ordem de 0,5‰ para o parâmetro $\delta^{13}\text{C}$ e 0,38‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Apenas a homogeneidade destes resultados não assegura o caráter primário, contudo o empacotamento aberto da maior parte das fácies oolíticas, aponta para cimentação precoce, pré compactação. Essa cimentação foi suficientemente rápida para segurar o arcabouço aberto. Os dados isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ próximos a zero sugerem que, a hipótese de sinal meteórico é pouco provável, apesar de que foi observada uma fase de cimentação meteórica em algumas amostras (Figura 14e, f; Figura 15c, d). A partir dos resultados da Tabela 4.3, e considerando os tipos de cimento e a morfologia dos ooides observados em lâmina delgada, considerou-se que os dois componentes possuem o mesmo sinal e podem ser amostrados juntos. Assim, foi realizada a amostragem do material com microdrill (broca de dentista) no restante das amostras. Foram analisadas 125 amostras de calcário da Formação Tamengo, distribuídas em aproximadamente 131 metros de seção (Tabela 4.4).

O cimento carbonático da brecha intraformacional (F1), na base da coluna, forneceu $\delta^{13}\text{C}$ de +2,80 ‰. Imediatamente acima, nos carbonatos das fácies Grainstone oolítico (F2), os valores passam a ser negativos, com $\delta^{13}\text{C}$ igual a -3,5 ‰, aumentando progressivamente para +6,0 ‰ nos primeiros 60 metros da sequência (Figura 30). Esse aumento progressivo de $\delta^{13}\text{C}$ está provavelmente associado a um aumento contínuo na preservação de matéria orgânica presente nos carbonatos da seção, marcada pelos ritmitos no final dessa excursão positiva. Ciclos de maior frequência são registrados a cada 8-10 metros, dando uma aparência escalonada na tendência. Aos 60 metros da seção, se apresenta uma quebra significativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, indo de 5,85 ‰ para 3,30 ‰ e pode estar associado a uma discordância erosiva localizada no limite superior do ritmito (F4). Acima desse intervalo e até o final, observa-se uma tendência suave nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, oscilando entre +1,7 e +3,4 ‰.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são todos negativos e mostram variações ao longo da seção, com valores que oscilam entre -1,79 e -10,91 ‰. A maior amplitude e frequência de variação ocorre nos primeiros 36 metros, com valores entre -1,79 e -9,30 ‰, mostrando tendências segmentadas a cada 7-10 metros. Acima deste intervalo os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são mais homogêneos entre -6 e -8‰, mostrando uma tendência em platô.

Tabela 4.4. Resultados das análises isotópicas de C e O nos carbonatos da Formação Tamengo, na seção mina da Laginha.

Amostra	Metragem (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro	Amostra	Metragem (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro
LG-CGL	4	2,80	0,07	-9,30	0,08	LG-35	40	-0,39	0,06	-7,71	0,06
LG-0	5	-3,51	0,06	-7,79	0,04	LG-36TA	41	-0,47	0,07	-7,80	0,07
LG-1	6	-2,50	0,07	-7,81	0,08	LG-36TB	41	-0,12	0,07	-7,93	0,07
LG-2	7	-2,68	0,08	-3,55	0,10	LG-37	42	-0,03	0,06	-7,11	0,05
LG-3	8	-2,15	0,06	-4,13	0,06	LG-38	43	-0,36	0,07	-7,43	0,09
LG-4	9	-2,12	0,09	-3,52	0,10	LG-39	44	-0,13	0,05	-7,71	0,04
LG-5	10	-1,85	0,06	-4,39	0,12	LG-40	45	0,93	0,05	-4,82	0,05
LG-6	11	-1,32	0,06	-4,63	0,07	LG-41	46	1,58	0,05	-6,51	0,06
LG-7	12	-1,80	0,08	-4,53	0,09	LG-42	47	1,30	0,05	-6,31	0,05
LG-8	13	-1,33	0,06	-7,68	0,06	LG-43	48	0,96	0,05	-6,77	0,06
LG-9	14	-0,95	0,07	-7,26	0,07	LG-44	49	1,46	0,09	-6,37	0,11
LG-10	15	-1,12	0,06	-7,58	0,07	LG-45	50	0,98	0,06	-6,71	0,08
LG-11TA	16	-1,22	0,07	-6,71	0,08	LG-46	51	-0,85	0,06	-8,05	0,05
LG-11TB	16	-1,18	0,07	-6,34	0,05	LG-50	55	4,74	0,06	-6,97	0,07
LG-12	17	-0,96	0,07	-7,50	0,07	LG-51	56	3,62	0,05	-6,31	0,06
LG-13	18	-1,46	0,10	-2,48	0,11	LG-52	57	2,44	0,06	-6,61	0,06
LG-14	19	-0,66	0,09	-7,16	0,11	LG-53	58	4,29	0,04	-6,35	0,05
LG-15	20	-0,88	0,07	-5,55	0,08	LG-54	59	4,13	0,05	-5,92	0,05
LG-16	21	-1,21	0,05	-7,89	0,05	LG-55	60	4,44	0,07	-5,91	0,10
LG-17	22	-1,02	0,06	-7,47	0,05	LG-56	61	5,36	0,05	-6,36	0,07
LG-18a	23	-0,98	0,07	-7,57	0,08	LG-57	62	5,54	0,06	-6,37	0,07
LG-19	24	-0,89	0,08	-7,63	0,10	LG-58	63	5,40	0,05	-6,52	0,06
LG-20	25	-1,16	0,05	-8,16	0,04	LG-59TA	64	5,48	0,06	-6,83	0,07
LG-21	26	-1,06	0,07	-6,78	0,06	LG-59TB	64	5,28	0,07	-7,21	0,07
LG-22	27	-1,75	0,07	-1,79	0,08	LG-60	65	5,51	0,05	-6,71	0,04
LG-23	28	-2,19	0,06	-4,55	0,04	LG-61	66	5,58	0,05	-6,53	0,07
LG-24	29	-1,70	0,05	-4,98	0,03	LG-62	67	5,91	0,06	-6,97	0,08
LG-25	30	-1,83	0,09	-3,76	0,11	LG-63	68	5,72	0,07	-7,04	0,04
LG-26	31	-1,68	0,05	-4,23	0,06	LG-64	69	6,02	0,10	-5,71	0,10
LG-27	32	-1,72	0,05	-5,64	0,05	LG-65	70	5,85	0,08	-6,79	0,11
LG-28	33	-1,68	0,07	-4,68	0,07	LG-66	71	3,30	0,07	-6,47	0,08
LG-29	34	-1,51	0,06	-5,57	0,10	LG-67	72	3,24	0,05	-6,77	0,08
LG-30	35	-1,59	0,06	-4,45	0,06	LG-68	73	3,14	0,08	-6,47	0,11
LG-31	36	-0,90	0,06	-5,56	0,06	LG-69	74	2,61	0,08	-6,81	0,10
LG-32	37	-0,04	0,05	-7,05	0,05	LG-70	75	2,56	0,06	-7,13	0,05
LG-33TA	38	0,51	0,06	-7,33	0,07	LG-71a	76	2,30	0,06	-6,72	0,06
LG-33TB	38	-0,01	0,07	-7,29	0,08	LG-72	77	2,61	0,07	-6,22	0,08
LG-34	39	-0,08	0,08	-7,41	0,10	LG-73	78	3,21	0,08	-6,05	0,11

Amostra	Metragem (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro	Amostra	Metragem (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)‰	Erro	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)‰	Erro
LG-74	79	2,86	0,05	-6,46	0,07	LG2-101	106	2,70	0,05	-6,70	0,05
LG-75	80	2,85	0,07	-5,87	0,07	LG2-102	107	2,86	0,04	-6,87	0,04
LG-76	81	2,63	0,08	-6,32	0,10	LG2-103	108	2,83	0,03	-7,16	0,04
LG-77	82	2,59	0,09	-7,12	0,11	LG2-104	109	3,26	0,03	-7,03	0,04
LG-78	83	3,06	0,08	-5,89	0,08	LG2-105	110	2,14	0,05	-7,38	0,03
LG-79	84	2,79	0,08	-6,56	0,11	LG2-106	111	3,07	0,04	-6,12	0,05
LG-80	85	2,56	0,08	-6,87	0,07	LG2-107	112	2,63	0,04	-7,44	0,04
LG-81	86	2,62	0,08	-6,93	0,06	LG2-108	113	2,41	0,03	-6,51	0,05
LG-82	87	2,76	0,06	-7,17	0,10	LG2-109	114	2,67	0,07	-7,05	0,07
LG-83	88	2,77	0,06	-7,04	0,09	LG2-110	115	2,65	0,05	-7,10	0,05
LG2-84	89	2,32	0,08	-5,96	0,07	LG2-111	116	2,40	0,05	-6,86	0,04
LG2-85	90	2,54	0,07	-6,44	0,09	LG2-112	117	2,85	0,05	-7,25	0,04
LG2-86	91	1,69	0,05	-6,76	0,05	LG2-113	118	2,08	0,06	-7,53	0,06
LG2-87	92	2,48	0,10	-6,88	0,12	LG2-114	119	2,61	0,07	-7,72	0,06
LG2-88	93	2,07	0,04	-7,18	0,04	LG2-120	125	2,85	0,03	-6,51	0,04
LG2-89	94	1,98	0,05	-7,26	0,05	LG2-121	126	2,19	0,05	-6,66	0,05
LG2-90	95	1,88	0,05	-7,11	0,05	LG2-122	127	2,22	0,07	-7,56	0,08
LG2-91	96	1,91	0,04	-7,26	0,05	LG2-123	128	2,55	0,07	-6,31	0,07
LG2-92	97	2,13	0,05	-6,94	0,06	LG2-124	129	2,51	0,05	-7,59	0,05
LG2-93	98	2,41	0,06	-7,00	0,08	LG2-125	130	2,80	0,05	-7,33	0,05
LG2-94	99	2,22	0,04	-7,79	0,05	LG2-126	131	2,83	0,05	-7,82	0,04
LG2-95	100	2,27	0,05	-7,66	0,05	LG2-127	132	3,30	0,07	-8,67	0,07
LG2-96	101	2,31	0,07	-7,72	0,08	LG2-128	133	3,36	0,03	-8,13	0,05
LG2-97	102	2,33	0,04	-7,06	0,05	LG2-129	134	3,03	0,05	-10,91	0,06
LG2-98	103	2,72	0,05	-7,22	0,05	LG2-130	135	3,13	0,03	-6,88	0,04
LG2-99	104	2,74	0,04	-7,21	0,04	LG2-131	136	3,24	0,08	-7,53	0,08
LG2-100	105	2,72	0,06	-7,06	0,07						

Nota: os erros são reportados como 1 sigma.

Figura 30. Perfil litoestratigráfico com os dados isotópicos de C e O obtidos nos carbonatos da Formação Tamengo, na mina Laginha.

4.5.2 Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

As concentrações de Rb e Sr, determinadas pela técnica de FRX foram utilizadas para selecionar as amostras com baixas razões Rb/Sr, para posterior determinação de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No total, 10 amostras foram escolhidas para análises isotópicas de Sr (Tabela 4.5 e Figura 31). Nestas mesmas amostras, foram feitas as análises de geoquímica elementar, pela técnica de ICP-MS, na fração carbonática. Isto permitiu comparar os resultados obtidos pelas duas técnicas. Os resultados são apresentados na Tabela 4.5, juntamente com as razões de Rb/Sr correspondentes e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sem correção de possível contribuição do Sr radiogênico gerado pelo decaimento radioativo do Rb, incorporado à fração carbonática.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0,7085 a 0,7089 e se encontram dentro do intervalo proposto para o Ediacarano por vários autores (Melezhik et al., 2001, Halverson et al., 2010; Kuznetsov et al., 2013). As razões Rb/Sr dadas pela técnica de ICP-MS na fração carbonática são baixas (Rb/Sr <0,003), conforme o recomendado para este tipo de análise (Jacobsen et al., 1999). As concentrações de Sr medidas pelas duas técnicas forneceram dados similares e com forte correlação positiva. Os teores de Rb, obtidos com a técnica de FRX, em algumas amostras, foram anormalmente altos em comparação com a média de 4 ppm. Uma possível causa é o fato de que a análise de FRX é feita em rocha total, diferentemente da técnica de ICP-MS que é feita somente na fração carbonática, que não admite facilmente o Rb na sua estrutura.

Tabela 4.5. Concentrações de Rb e Sr medidas pelas técnicas de ICP-MS e FRX, razões Rb/Sr correspondentes e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas em amostras de carbonato da Formação Tamengo.

Amostra	Classificação	Sr (ppm) ICP-MS	Rb (ppm) ICP-MS	Rb/Sr ICP-MS	Sr (ppm) FRX	Rb (ppm) FRX	Rb/Sr FRX	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2 σ)
LG2-128	Grainstone Oolítico	3496	0,04	0,00001	3124	17	0,00542	0,708458	0,000019
LG2-112	Grainstone Oolítico	2053	0,06	0,00003	1486	2	0,00135	0,708581	0,000018
LG2-106	Grainstone Oolítico	2900	0,07	0,00002	2329	2	0,00086	0,708495	0,000018
LG2-97	Mudstone peloidal	2031	0,65	0,00032	1848	37	0,01999	0,708826	0,000018
LG2-85	Grainstone Oolítico	1427	0,06	0,00004	1126	7	0,00638	0,708589	0,000018
LG-66	Packstone Oolítico	3557	0,14	0,00004	2308	78	0,03398	0,708648	0,000017
LG-55	Packstone Oolítico	6269	0,12	0,00002	5044	2	0,00040	0,708488	0,000019
LG-41	Packstone Oolítico	1256	0,06	0,00005	1244	7	0,00563	0,708523	0,000016
LG-21	Grainstone Oolítico	753	0,09	0,00012	640	1	0,00622	0,708715	0,000018
LG-10	Grainstone Oolítico	540	0,07	0,00013	466	5	0,00974	0,708886	0,000017

Figura 31. Variação de concentração de Sr determinada em carbonatos da Formação Tamengo, utilizando a técnica de fluorescência de raios X portátil (FRX-P).

5 DISCUSSÃO

5.1 Diagênese e Processos pós-deposicionais

Em sua definição mais simples, a diagênese trata do conjunto de processos que transformam sedimentos em rochas e podem continuar após à litificação. Especificamente, a diagênese reúne todos os processos químicos, físicos e biológicos pós-sedimentares (precipitação e dissolução mineral, compactação, etc.) sofridos por rochas de origem sedimentar, excluindo aqueles que ocorrem em condições metamórficas.

As rochas da Formação Tamengo apresentam feições de processos pós-deposicionais impostos à pilha sedimentar. Serão discutidos aqui os processos de compactação, cimentação, recristalização, dolomitização, piritização e dissolução observados nesta sucessão sedimentar. Esses processos têm influência em diferentes estágios da diagênese, deixando evidências petrográficas que podem auxiliar na interpretação do seu registro.

5.1.1 Compactação

A compactação mecânica é evidente em grãos de ooides e intraclastos orientados e, em alguns casos, deformados com o eixo maior paralelo ao acamamento (Figura 15a, b). Este processo resulta do soterramento progressivo dos sedimentos e é responsável pela diminuição da porosidade primária da rocha, uma condicionante importante na mobilização de fluidos e na cimentação dos espaços intersticiais entre grãos (Tada et al., 1989).

A compactação química é consequência do aumento da solubilidade mineral pelo aumento da pressão. Os estilólitos e os filmes de dissolução (*pressure dissolution seams*) são formados nas rochas por dissolução localizada induzida por estresse (Dunnington, 1954; Nenna et al., 2011) e se desenvolvem perpendicularmente ao esforço máximo de compressão (Fletcher et al., 1981; Koehn et al., 2007; Ebner et al., 2009). Estas estruturas refletem processos diagenéticos importantes, como transferência de massa local, compactação e redução da porosidade em bacias sedimentares (Tada et al., 1989). Os estilólitos são observados em quase todas as amostras descritas da seção; a maioria deles são paralelos à estratificação, com desenvolvimento de "dentes" de estilólitos em direção ao topo e à base dos estratos, de amplitude menor a 2 mm. Os eixos mais longos desses "dentes" são comumente usados para decifrar a direção do maior esforço de compressão (Petit & Mattauer, 1995; Renard et al., 2004;

Ebner et al., 2006). Em alguns estilólitos é possível observar dissolução de ooides (Figura 14a, b), indicando que no momento da sua formação já havia algum grau de litificação no material depositado. Devido a estas feições, possivelmente os estilólitos observados nas amostras da seção se originaram em resposta às tensões impostas pela carga litostática da bacia.

5.1.2 Cimentação

A cimentação que se desenvolveu nas rochas da seção estudada pode ser classificada de acordo com sua origem e composição. O cimento nos carbonatos oolíticos das fácies Brecha Intraformacional (F1), *Grainstone* oolítico (F2) e *Packstone/Grainstone* oolítico (F3) aparecem como do tipo fibroso ao redor dos componentes do arcabouço e em mosaico drusiforme nos espaços intersticiais (por exemplo Figura 14e, f; Figura 32c, d). A cimentação precoce em franja do tipo *dog-tooth* (filme de pequenos cristais ao redor dos grãos) provavelmente ajudou a manter a empacotamento aberto de poros, o que resultou em uma segunda fase de cristalização de calcita drusiforme intergranular. Este tipo de cimento apresenta um claro crescimento competitivo desde as bordas dos grãos em direção ao centro do poro, possivelmente originário na diagênese marinha precoce (Figura 32a, b). Vários autores interpretam esse tipo de arranjo e morfologia dos cristais do cimento calcítico ou dolomítico, como o resultado da precipitação de carbonato nos espaços intergranulares onde havia água de origem marinha, saturada na diagênese inicial (Tucker & Wright, 1990; Arche, 2010) e possivelmente mantendo a composição química e as razões isotópicas originais da água do mar (Tucker, 1982). A composição do cimento nas amostras da seção, nos primeiros 60 metros, é uma mistura do tipo calcítico e dolomítico, e acima deste intervalo principalmente calcítico.

Figura 32. Esboço do esquema do crescimento competitivo entre cristais do cimento em mosaico drusiforme (a, b). Fotomicrografias do cimento em mosaico calcítico na amostra LG-69 (c, d). Fotos com polarizadores paralelos (PPL) e cruzados (XPL), respectivamente.

5.1.3 Recristalização

Recristalização se refere ao conjunto de processos que produzem mudanças na cristalinidade, tamanho e textura dos minerais (Tucker & Wright, 1990). Quando essas mudanças não alteram a composição química do mineral, ele é chamado neomórfico ou produto de neomorfismo (Flügel, 2004). No domínio da diagênese, essas transformações invariavelmente ocorrem em presença de água e por dissolução-reprecipitação. Nos carbonatos analisados, observa-se "recristalização agradável", isto é, a dissolução de pequenos cristais para dar origem a cristais maiores (Folk, 1965). Em outras palavras, os cristais menores são mais solúveis do que os cristais maiores da mesma fase, pelo fato dos menores terem uma relação superfície/volume maior, possuindo uma tendência termodinâmica à recristalização (Arche, 2010). Assim, algumas áreas, como componentes do arcabouço e cimento, apresentam evidências claras de crescimento nos cristais de dolomita e calcita, na maioria dos casos preservando a textura original da rocha (Figura 9c, d; Figura 13c, d). Reconhecer os efeitos da

recristalização é relevante para o estudo da diagênese, uma vez que as características geoquímicas atuais dos minerais podem não refletir as condições de crescimento inicial, e sim da fase de recristalização. A recristalização observada pode ter se originado na diagênese inicial, quando ainda havia a presença de água do mar saturada no espaço poroso, percolando e reprecipitando os agregados cristalinos. De qualquer forma, para análises geoquímicas, foi evitada a amostragem em áreas com maior recristalização.

A calcificação da aragonita ocorre ao longo de toda a seção, tanto nos componentes da estrutura quanto no cimento. A aragonita é um mineral metaestável em condições superficiais e diagenéticas (Arche, 2010) e é mais solúvel que a calcita. Portanto, na presença de água e com tempo suficiente, os processos de dissolução-recristalização são comuns, resultando na substituição de aragonita por calcita (Perdikouri et al., 2011). Nos ooides calcificados, a recristalização preservou a estrutura de crescimento laminar concêntrico em torno do núcleo típico de ooides aragoníticos, com disposição tangencial de cristais de pseudo-esparita neomórfica com forma de "tijolos" (Figura 33 e Figura 34).

O tamanho do átomo de estrôncio (200 pm) é um pouco maior que o átomo de cálcio (194 pm), assim, na estrutura ortorrômbica da aragonita, que é mais aberta que a estrutura trigonal da calcita, o Sr pode substituir mais facilmente o cálcio na estrutura cristalina do carbonato (Lorens, 1981). Por causa disso, carbonatos com precursor aragonítico podem ter maiores teores de Sr em comparação com carbonatos com precursor calcítico. As análises elementares determinadas pela técnica de ICP-MS na fração carbonática e FRX na rocha total das amostras mostraram altas concentrações de Sr, algumas acima de 3.000 ppm (Figura 31). Os picos dos espectros das análises microelementares de EDS feitas nos ooides mostraram que as altas concentrações de Sr estão presentes nestes componentes do arcabouço, sugerindo que o Sr pode ter sido incorporado no momento da formação dos ooides na rampa carbonática. Tais teores são consideravelmente mais elevados do que o teor médio observado em calcários marinhos (~500 ppm) e podem indicar sedimentação aragonítica, condições de alta alcalinidade e/ou hipersalinidade na precipitação dos carbonatos da Formação Tamengo (e.g. Veizer and Demovic, 1974; Hook et al., 2017; Morse & Mackenzie, 1990; Tucker, 1985). Tal feição geoquímica parece ter sido comum no Ediacarano tardio (Cui et al., 2016).

5.1.4 Dissolução

Em rochas com minerais metaestáveis (aragonita e/ou calcita magnésiana), a solução aquosa que percola entre os poros durante a diagênese tende a afetar seletivamente esses componentes (Arche, 2010). Observam-se alguns ooides com centros dissolvidos (Figura 33a), apresentando espaços vazios, provavelmente devido à sua composição aragonítica inicial que, por ser mais solúvel que a calcita e a dolomita, foi o primeiro carbonato a ser dissolvido na diagênese precoce.

Ao longo da seção é possível observar que alguns grãos foram completamente dissolvidos e calcita foi precipitada no espaço vazio gerado, deixando apenas os fantasmas das formas originais (Figura 9a, b). Isto pode ter sido gerado logo após a formação do cimento e antes da diagênese tardia, por soterramento onde a porosidade e permeabilidade são geralmente muito baixas, bem como a água disponível (Bjørlykke, 1994). A textura granular da rocha ajudou os fluidos de origem marinha saturados em carbonato de cálcio a percolar, causando este processo de dissolução-reprecipitação.

5.1.5 Dolomitização

A dolomitização se concentra principalmente nos primeiros 60 metros da seção estudada (Figura 27). As dolomititas ocorrem como cristais anhedrais a euhedrais tipicamente romboédricos, microgranulares a mesogranulares. É possível diferenciar uma dolomitização precoce marinha e uma mesodiagenética de soterramento profundo.

A dolomita eodiagenética, ou produto da diagênese marinha precoce, é observada tanto no cimento como nos componentes do arcabouço, com formas fibrosas ao redor dos grãos, algumas formando mosaicos intergranulares. Mapeamentos EDS, imagens de MEV e análises pontuais de EDS confirmaram a presença de calcita de alto magnésio/dolomita nas amostras basais da seção (Figura 10 e Figura 11). Apesar da dolomitização superar 50% da rocha em algumas amostras dos primeiros 60 metros da seção estudada, as bordas e as formas dos componentes do arcabouço estão bem preservados (Figura 9c, d). A característica fibrosa das dolomititas, resultante do crescimento competitivo, e a preservação das texturas originais do arcabouço poderiam ser interpretadas como uma precipitação precoce de dolomita e não como resultado da dolomitização de soterramento profundo, que geralmente destrói feições delicadas do arcabouço (Tucker, 1982).

Figura 33. Fotos de ooides representativos da seção estudada, mostrando detalhe das crostas lamelares formadas por cristais de pseudo-esparita calcítica e dolomita dispostas tangencialmente na forma de tijolos. a) Ooide com dissolução e recristalização no centro, grainstone oolítico. b) Ooide calcítico com pirita no centro de um packstone/grainstone oolítico.

Trabalhos em dolomitos pré-cambrianos sugerem que esta dolomitização precoce pode ocorrer tanto como precipitação direta de dolomita sin-sedimentar, quanto como cimento (Tucker, 1982; Kah, 2000), resultante de uma rápida dissolução-reprecipitação para dolomita dos cristais originais de composição aragonítica ou calcítica (Hood et al., 2011, 2017), ou ainda como o enriquecimento em magnésio na diagênese precoce devido ao aumento do pH na sulfato-redução resultado da degradação de extensas esteiras microbianas (Corsetti et al., 2006).

Duas hipóteses para explicar a formação de dolomita primária, em oceanos fanerozoicos, sugerem (1) que condições evaporíticas são necessárias para alcançar altas concentrações de íons Mg^{+} na água do mar que permitam a sua precipitação (Bustillo et al., 1986), ou (2) a atividade microbiana (incluindo metabolismo microbiano de sulfato-redução e metanogênico) como fator responsável pela precipitação de dolomita marinha diagenética (e.g., Burns et al., 2000). No entanto, no Pré-Cambriano a química da água do mar poderia ter permitido esse processo ocorrer diretamente nos ambientes de precipitação de carbonato, como plataformas de águas rasas, devido à alta concentração de Mg nestes ambientes (Tucker, 1982). Nas amostras analisadas, os aloquímicos e o cimento possuem dolomita com diferentes graus de dissolução-reprecipitação, com inclusões ou relíquias de calcita, o que poderia ser interpretado como um processo subsequente à formação dos componentes do arcabouço, originalmente de composição calcítica ou aragonítica.

A dolomitização mesodiagenética, ou de soterramento profundo, se apresenta como cristais romboédricos de dolomita, sempre associados aos estilólitos ou veios hidrotermais (Figura 14c, d; Figura 26c, d) que mascaram completamente a textura original da rocha. Os estilólitos são uma fonte importante do cimento nas rochas carbonáticas (Tada & Siever, 1989), portanto a fonte dos fluidos ricos em Mg que precipitaram os cristais de dolomitas associados aos estilólitos pode ter sido o mesmo material preexistente que foi dissolvido quando era submetido às tensões de compressão da carga sedimentar. A dolomitização associada aos veios hidrotermais ocorre principalmente nos carbonatos oolíticos da fácies ritmito (F4), com perda da textura original da rocha próxima às injeções desses fluidos de alcalinidade distinta. Estes veios também podem apresentar fluorita.

Os ooides de carbonatos de pré-cambriano podem estar dolomitizados, mas como essa dolomita é frequentemente mimética, as texturas cristalográficas podem ser parcialmente preservadas (Figura 34), com características distintas que podem ser usadas para determinar sua mineralogia original (Corsetti et al., 2006; Hook et al., 2017; Singh, 1987; Tucker, 1985; Zempolich & Baker, 1993). Na seção, os ooides que apresentam dolomitização mostram fábrica

tangencial herdada típica de ooides de composição aragonítica, com dolomitização mimética no início da diagênese que preservou estas características.

Figura 34. Diagramas de ooides (Hood et al. 2017), onde é possível observar a diferença nas estruturas de origem aragonítica (cristais tangenciais) e calcítica (cristais radiais) em processos de calcificação e dolomitização mimética. Também exemplos de oóide aragonítico moderno de Shark Bay do oeste da Austrália (à esquerda), e de oóide calcítico da Formação Napier (Devoniano) do oeste da Austrália (à direita).

Em resumo, os vestígios dos processos pós-deposicionais observados nas amostras da seção estudada mostram sua evolução na diagênese precoce ou eodiagênese marinha, e na mesodiagênese ou de soterramento profundo. A compactação se iniciou quando a pilha de sedimentos começou a exercer carga suficiente para modificar a estrutura do material depositado, deixando grãos de ooides e intraclastos com formas ovais, orientados e até quebrados pela compressão. A cimentação ocorreu muito rapidamente com influência da água do mar saturada em carbonato de cálcio que permitiu a rápida precipitação de cristais fibrosos ao redor dos grãos, com subsequente cimentação em mosaico de cristais de calcita com crescimento competitivo em direção ao centro dos poros. A recristalização ocorreu simultaneamente com esses processos, com rápida reprecipitação dos cristais de calcita ou dolomita, aumentando o seu tamanho. A aragonita, por ser um mineral meta-estável em condições diagenéticas, foi rapidamente substituída por dolomita e/ou calcita, deixando texturas indicativas e altos teores de Sr nos minerais (> 3000 ppm). A dolomitização ocorre tanto na diagênese inicial como "dolomitização mimética" que preservou as texturas originais da

estrutura, e na diagênese tardia ou de soterramento como cristais romboédricos associados a estilólitos e veios hidrotermais com perda total da textura original da rocha. A dissolução na diagênese precoce é observada em alguns grãos, possivelmente de composição aragonítica, que quando foram dissolvidos, deixaram o espaço vazio que depois foi preenchido por cristais de calcita esparítica. A dissolução na diagênese tardia, produto do soterramento, é evidenciada como estilólitos paralelos à estratificação, com perda de volume de rocha. Este material dissolvido foi possivelmente a fonte para a cimentação e dolomitização observada próxima aos estilólitos. O resumo da evolução diagenética é mostrado na Figura 35.

Processo pós-deposicional	Eodiagênese Marinha	Mesodiagênese
<i>Compactação Mecânica</i>		
<i>Cimentação</i>		
<i>Dissolução</i>		
<i>Recristalização</i>		
<i>Compactação Química</i>		
<i>Dolomitização</i>		

Figura 35. Quadro evolutivo para os processos diagenéticos presentes nos carbonatos da Formação Tamengo, na seção Mina Laginha.

5.2 Avaliação da natureza primária dos sinais isotópicos.

Uma primeira abordagem em relação à natureza primária dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foi obtida a partir das análises feitas no cimento em mosaico intergranular e em alguns componentes do arcabouço. Os resultados apresentados na Tabela 4.3 mostram valores similares entre o cimento e os ooides da mesma amostra, sugerindo que ambos registram o reaproveitamento dos minerais entre os eventos pós-deposicionais.

Uma primeira interpretação poderia ser que os valores similares são devidos a uma intensa recristalização ou dolomitização que poderia rehomogeneizar os valores isotópicos na estrutura do carbonato. No entanto, um processo pós-deposicional com forte influência sobre grãos e cimento, deixaria mudanças na textura original, como a perda de contornos de grãos e das de texturas fibrosas indicativas no cimento (Tucker, 1985; Kah, 2000; Hood et al., 2011, 2017).

Na seção da Mina Laginha, carbonatos oolíticos se apresentam com texturas bem preservadas no cimento fibroso de crescimento competitivo em direção ao centro dos poros e nos grãos de ooides e intraclastos, o que poderia sugerir que as rochas sofreram uma eodiagênese marinha que preservou essas características texturais.

A segunda interpretação para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, similares no arcabouço e no cimento, é uma origem sin-sedimentar marinha para o cimento intergranular, que preserva o sinal isotópico da água do mar onde os ooides do arcabouço se formaram. Este seria um ambiente raso de rampa carbonática com influência de ondas, como será discutido mais adiante. No caso de amostras com recristalização e/ou dolomitização, esse processo pode ter ocorrido na eodiagênese ou diagênese precoce, com os poros se comportando num sistema fechado, onde os íons de Ca^{++} e Mg^{++} puderam ser trocados na estrutura cristalina do carbonato sem mobilização dos ânions de CO_3^{2-} que preservaram as razões isotópicas originais do carbono. Na mesodiagênese, os isótopos de carbono têm uma dependência relativamente baixa da temperatura, o que significa que em alguns cenários evolutivos de rochas carbonáticas, os efeitos do soterramento profundo podem não ter sido suficientes para alterar as razões isotópicas originais do carbono (Renard, 1986).

Jacobsen et al. (1999) interpretam diagramas de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para descrever possíveis alterações pós-deposicionais. Durante a litificação pode haver alteração das razões isotópicas iniciais de C e O da fração carbonática. A alteração pela influência das águas meteóricas é o processo com maior potencial para modificar as assinaturas isotópicas, geralmente causando enriquecimento em isótopos de ^{16}O , devido à composição isotópica leve deste tipo de fluido e à presença deste elemento na molécula de H_2O . No caso de ser causado por águas meteóricas enriquecidas também com isótopos de ^{12}C dissolvido, os diagramas de dispersão entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrariam uma correlação positiva (Zempolich et al., 1988).

Com base nas tendências observadas nas curvas isotópicas de C e O, a seção foi dividida em dois intervalos (Figura 36). O primeiro intervalo C1 constitui os primeiros 70 metros de seção estudada, é representado pelas fácies grainstone oolítico (F2), packstone/grainstone oolítico (F3) e ritmito (F4) e mostra variações significativas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e um aumento progressivo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Acima deste intervalo, em contato erosivo, ocorre o segundo intervalo C2, com um comportamento relativamente estável nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. É composto por grainstone oolítico (F2) e packstone/grainstone oolítico (F3).

Figura 36. Perfil litoestratigráfico e isotópico da seção mina Laginha compartimentada em 2 intervalos, C1 em cor azul, C2 em cor laranja. À direita é apresentado o diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

Nenhum dos intervalos apresentaram uma correlação positiva entre seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (C1a com $R^2 = 0,13$, C1b com $R^2 = 0,05$ e C2 com $R^2 = 0$), sugerindo que os dados isotópicos não foram alterados pela diagênese meteórica. No entanto, no intervalo C1, os

valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam variações significativas entre -1,79 ‰ e -8,16 ‰, com uma alta frequência em alguns intervalos. A variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ neste intervalo pode ser reflexo dos distintos graus de alteração devido às diferenças litológicas que permitiram de forma diferenciada a percolação dos fluidos. Ao contrário, os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam uma tendência definida, com um aumento progressivo dos valores de -3,51 ‰ a +5,85 ‰. Diferentemente do carbono, o oxigênio faz parte das moléculas de água, portanto, em processos pós-deposicionais, águas com assinaturas isotópicas extremamente leves, como as encontradas em águas meteóricas, podem ter a capacidade de modificar facilmente os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos pela difusão. Alguns veios de calcita e dolomita foram observados em amostras do intervalo C1, sugerindo que fluidos hidrotermais poderiam também ter influenciado os valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Modelos diagenéticos têm sido propostos para explicar diferentes concentrações de alguns elementos em carbonatos (Jacobsen et al., 1999); Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993). Estes incluem a perda de Sr por lixiviação, enriquecimento de Mn e Fe pela influência de águas não marinhas, enriquecimento de Sr radiogênico pelo decaimento do Rb, entre outros. Contudo, tendo em vista que cada bacia sedimentar apresenta diferenças tanto em idade, como no ambiente deposicional, as informações obtidas através de análises petrográficas podem auxiliar no reconhecimento de processos pós-deposicionais. Assim, para cada bacia, diferentes parâmetros podem ser estabelecidos para as razões Sr/Ca, Mn/Sr e Fe/Sr para identificar possíveis alterações nas razões isotópicas originais de Sr da água do mar preservada nos carbonatos.

A água dos oceanos geralmente tem baixas concentrações de Fe e Mn em comparação com águas de origem meteórica (Jacobsen et al., 1999), sugerindo um enriquecimento anômalo desses elementos em carbonatos influenciados pela diagênese meteórica a partir de fluidos continentais, que também, geralmente, lixivia o Sr contido na estrutura de carbonato. Portanto, se a relação Mn/Sr e Fe/Sr mostrarem valores anormalmente altos, eles podem ser indicativos de alteração de carbonato por águas não marinhas (Derry et al., 1992; Veizer et al., 1982; Veizer et al., 1983; Kuchenbecker et al., 2016).

Alguns autores propõem limites para as razões Mn/Sr para detectar processos pós-deposicionais. Para rochas não alteradas são: Mn/Sr <2 em Jacobsen et al. (1999), Mn/Sr <1 em Derry et al. (1992), Mn/Sr <0.8 em Kuchenbecker et al. (2016) e Mn/Sr <1.5 em Kaufman et al. (1993).

As razões elementares Mn/Sr e Fe/Sr nas amostras da seção estudada mostram uma moderada correlação positiva (Figura 37). Existem 3 amostras com conteúdo anômalo ou fora do grupo principal de valores observados no diagrama (amostras LG-10, LG-21 e LG-97), o que poderia indicar que estas sofreram enriquecimento em Fe e Mn através da interação com fluidos não marinhos. Essas mesmas amostras têm a assinatura isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênica, sugerindo que essas razões devem ser usadas com cautela em correlações globais (Figura 38 e Figura 39). Os diagramas de dispersão das razões elementares Mn/Sr e Fe/Sr vs os valores de $\delta^{18}\text{O}$, não apresentam nenhuma tendência (Figura 40), sugerindo que o processo de alteração dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pode ter sido facilitado ao longo da seção, devido à interação dos carbonatos com moléculas da água enriquecidas em isótopos leves (^{16}O), resultando em valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximos de -7‰, sem alterar os teores de Fe e Mn.

Figura 37. Diagrama de dispersão Mn/Sr vs Fe/Sr. Os valores apresentam correlação moderada ($R^2=0.05$). No círculo vermelho as 3 amostras com razões anormalmente altas.

Figura 38. Diagrama de dispersão Mn/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os valores apresentam correlação moderada-alta. O círculo vermelho engloba as amostras com razões isotópicas mais radiogênicas.

Figura 39. Diagrama de dispersão Fe/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os valores apresentam correlação moderada. O círculo indica as com composições isotópicas mais radiogênicas.

Figura 40. Diagramas de dispersão das razões elementares Mn/Sr e Fe/Sr vs $\delta^{18}\text{O}$. Os círculos vermelhos indicam o mesmo grupo de 3 amostras que contem valores anômalos de Mn e Fe (LG-10, LG-21 e LG-97). A variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ estaria relacionada às diferenças litológicas da seção.

A partir do comportamento observado nos diagramas de correlação Mn/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 38) e Fe/Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 39), é possível inferir que a razão $\text{Mn/Sr} < 0,02$ é a mais adequada para selecionar as rochas não alteradas por fluidos meteóricos na mina Laginha.

Diagramas Sr/Ca vs [Mn] e Sr/Ca vs [Fe] podem mostrar graus de alteração em rochas carbonáticas. Kah (2000) interpreta a perda de Sr junto com a incorporação de Fe e Mn como resultados de processos de diagênese meteórica, diagênese marinha, mesodiagênese e condições de fluidos redutores. No diagrama da Figura 41, observam-se uma relação inversa fraca do índice Sr/Ca vs [Fe]. Para Sr/Ca vs [Mn], o diagrama mostra relação inversa mais forte (Figura 42). Uma amostra apresenta alta concentração de Fe (LG2-97; 967 ppm), valor anômalo em relação às demais amostras, possivelmente devido ao enriquecimento da fração carbonática em Fe, proveniente dos minerais argilosos da fração detrítica (Figura 25a, b).

Figura 41. Diagrama de dispersão Sr/Ca vs [Fe] determinadas pelo método de ICP-MS, onde se observa relação inversa fraca dos valores. A seta verde mostra os dados de um calcário de cor preta com alto conteúdo de argila (amostra LG2-97).

Figura 42. Diagrama de dispersão Sr/Ca vs [Mn] determinadas pelo método de ICP-MS, onde se observa relação inversa nos valores.

A dolomitização pode ser associada à concentração de Mg em comparação com a concentração de Ca, já que este processo substitui os íons de Ca^{+2} por íons de Mg^{+2} , causando uma relação inversa nesses elementos. A partir de diagramas Mg/Ca vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pode-se inferir a influência da dolomitização na alteração das razões isotópicas do Sr. Nas amostras analisadas, observa-se uma correlação positiva nos valores dessas medidas (Figura 43). Duas amostras, LG-10 e LG-21, têm razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênicas que 0,7087 e apresentam altas razões Mg/Ca , as quais correspondem às amostras mais basais dentro do grupo de amostras analisadas, e que apresentaram o maior grau de dolomitização observado nos estudos petrográficos.

As razões Mg/Sr , observadas na Tabela 4.2, podem refletir a relação entre o processo de dolomitização e a lixiviação do Sr. James & Jones (2015), Kah (1999) e Gaucher (2007) apresentam exemplos de diminuição dos teores de Sr como resultado da dolomitização em carbonatos pré-cambrianos, sem relação com ambientes evaporíticos. Segundo Kah (1999) e Gaucher (2007), a perda de Sr não implica necessariamente em mudanças na composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ original, porque o Sr ocupa a posição do Ca na estrutura cristalina da calcita, e consequentemente, Sr é expelido do cristal e substituído por Mg durante a dolomitização, processo que não ocorre seletivamente, ou seja, não tem preferência pela substituição de qualquer dos isótopos de Sr, o que preservaria a composição isotópica de Sr na fração

carbonática. Assim os teores de Sr diminuem significativamente com o aumento do teor de Mg (Carpenter et al., 1991). Em dolomitos de ambientes evaporíticos, isto ocorre devido ao baixo coeficiente de partição deste elemento (<1), baixa razão Sr/Ca nas soluções ou baixas taxas de reação (Fu et al., 2006).

No caso das amostras da Formação Tamengo, estudadas neste trabalho, as maiores razões Mg/Sr foram observadas nas 3 amostras mais basais analisadas (LG-10, LG-21, LG-41), as quais nos estudos petrográficos mostraram os maiores conteúdos de dolomita.

Figura 43. Diagrama de correlação entre as razões Mg/Ca e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mostrando uma correlação positiva fraca ($R^2=0.4$).

Amostras com presença de dolomita também apresentaram valores anômalos nos teores de Fe e Mn, assim como enriquecimento de Mg. No entanto, nem todas as amostras com altas razões de Mg/Ca têm os maiores teores de Fe e Mn (Tabela 4.2). A amostra LG-41 apresenta alta razão Mg/Ca (>0.009), mas não tem altas concentrações de Fe e Mn. Como já foi mencionado acima, esta pode ser uma resposta ao enriquecimento destes elementos com fluidos meteóricos, que são mais enriquecidos em Fe e Mn em comparação com a água do mar, ou pela influência da diagênese, onde os fluidos redutores também possuem maiores teores nesses elementos (Kah, 2000). A amostra LG-21 apresenta altos conteúdos de Fe e Mn, também altas

razões Mg/Ca, o que sugere que foi influenciada pela dolomitização e posteriormente por fluidos de origem meteórica.

Mazullo (1992) menciona sobre a relação das altas concentrações de Fe e Mn nos dolomititos neomórficos com altas concentrações destes elementos nos minerais precursores, ou seja, a relação da fração carbonática com a terrígena também pode explicar as altas concentrações em Fe e Mn, a dolomitização de calcários mais impuros tem mais fontes de Fe e Mn, a partir do conteúdo detrítico. No entanto, amostras com altos teores de Mg, Fe e Mn, a LG-21 e LG-66, contêm baixos conteúdos de material detrítico, como a argila, descartando este tipo de enriquecimento.

A julgar pela natureza dolomítica que preservou as texturas finas dessas amostras, pode-se inferir que o processo que causou o enriquecimento de Mg foi a dolomitização desenvolvida na diagênese precoce. Os fluidos enriquecidos em Mg dissolveram a calcita-aragonita e reprecipitaram dolomita nos estágios iniciais da diagênese. Talvez, pelo fato destes fluidos serem de origem marinha, tinham níveis relativamente baixos de Fe e Mn, e o enriquecimento nestes dois elementos, ocorreu na interação subsequente com fluidos meteóricos na diagênese meteórica.

As mais altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se apresentam em 3 amostras, duas delas, LG-10 e LG-21, apresentam dolomitização e altas razões Fe/Sr e Mn/Sr. A terceira amostra, a LG-97 apresenta alto conteúdo de material detrítico e também altas razões Fe/Sr e Mn/Sr. Estas amostras têm maior probabilidade de ter assinaturas isotópicas alteradas, porém as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estão dentro dos valores propostos para o final do Ediacarano (Halverson et al., 2010), tema que será discutido mais adiante.

5.3 Químioestratigrafia e análise paleoambiental.

A partir da análise de fácies sedimentares, interpretações podem ser feitas sobre as condições paleoambientais da rampa carbonática onde a sedimentação da Formação Tamengo foi desenvolvida na localidade da mina Laginha. É evidente a predominância de fácies oolíticas ao longo da seção, com algumas intercalações de fácies siliciclásticas finas.

Alvarenga et al. (2009) e Boggiani et al. (2010) sugerem que a evolução da sucessão carbonática das formações Bocaina e Tamengo se deu numa plataforma carbonática com desenvolvimento de uma margem passiva relacionada com estágios rift e drift. Nesta

interpretação, os carbonatos oolíticos da seção da mina Laginha são produto de escorregamentos e deslizamentos de material na borda da plataforma, no talude continental, sendo posicionados distantes da linha de costa. As estruturas sedimentares observadas, tais como estratificação cruzada *hummocky/swaley* e algumas marcas de ondas de corrente de maré sugerem que esta sequência estava próxima do litoral, provavelmente sob o efeito direto de ondas, no domínio de rampa média a interna. O tipo de progradação observado nas camadas oolíticas, sugere que houve migração, remobilização e depósito de barras paralelas que geraram diferenças topográficas no fundo marinho. A idéia de um ambiente de plataforma carbonática proposta por Boggiani et al. (2010) com desenvolvimento de um talude onde foram gerados os ooides presentes ao longo da seção estudada na mina Laginha, não concorda com o fato de ser bancos oolíticos clássicos, com cimentação precoce e empacotamento aberto. Não há lama nessas fácies o que deveria estar associado a um ambiente batial. Pelo contrário, tais grainstones oolíticos necessariamente mostram ambiente raso e alta energia, reforçado pelo contexto possivelmente aragonítico que originou as texturas lamelares dos ooides. Mesmo considerando a presença de intercalações de folhelhos negros, que não são exclusivos de ambientes distais, podem ser considerados de contextos lagunares interbancos, protegidos da ação de ondulações e propícios a maior produção e preservação de matéria orgânica.

Alguns fragmentos de *Cloudina* retrabalhados são encontrados, mas nenhum em posição de vida, sugerindo que eles foram transportados de lugares onde havia condições de luz e energia que permitiam seu desenvolvimento. De acordo com Mehra et al. (2018), as estruturas biomineralizadas do gênero *Cloudina* são relativamente frágeis, sugerindo que eles viviam próximos das barras oolíticas. Em trabalhos anteriores, como os de Boggiani et al. (2010), outras sequências carbonáticas são relatadas, perto da mina Laginha, com presença de *Cloudina* em alguns níveis, sugerindo que estes poderiam ser a fonte dos fragmentos encontrados.

Oliveira (2010) defende uma hipótese diferente das propostas de Alvarenga et al. (2009) e Boggiani et al. (2010), e propõe uma rampa carbonática, posicionando a sequência oolítica próximo à praia, provavelmente com geração de *proto-lagoons*, semelhante ao modelo aqui proposto.

Com base nas características litológicas, estruturas sedimentares e relações estratigráficas locais observadas na área, a configuração da rampa carbonática proposta por Burchette & Wright (1992) parece ser apropriada para a área de estudo (Figura 44). Os critérios que levaram à classificação de um sistema deposicional de rampa para a Formação Tamengo incluem a continuidade lateral da fácies e a ausência de qualquer fácies que sugere o acúmulo de uma

plataforma carbonática com desenvolvimento de talude e depósito de material de escorregamento.

As estruturas sedimentares observadas, tais como marcas de onda e acamamento ondulado em todas as fácies presentes, indicam que o local de deposição estava influenciado pela ação de correntes. Nas fácies grainstone oolítico (F2) e grainstone/packstone oolítico (F3), pode-se observar a estratificação cruzada *hummocky/swaley*, indicativa de alta energia hidrodinâmica, possivelmente devido à influência periódica das ondas de tempestades, acima do nível de ação das ondas (*fair-weather wave base* ou FWWB).

De acordo com o modelo e a configuração da rampa carbonática proposta por Burchette e Wright (1992), a sucessão carbonática estudada é desenvolvida entre a rampa interna (*inner ramp*) e rampa média (*mid ramp*). Estruturas sedimentares típicas podem ser reconhecidas a partir dessa proximidade com a linha de costa, como a estratificação cruzada *hummocky/swaley* que se desenvolve com os efeitos de ondas de tempestades periódicas, acamamento ondulado e marcas típicas de onda. Todas as fácies sedimentares possuem ooides no arcabouço. Grainstone oolítico (F2) e grainstone/packstone oolítico (F3) apresentam ooides e alguns intraclastos em contato longitudinal e pontual, indicando ambiente onde a matriz era constantemente lavada. Os ooides que poderiam ter sido suspensos junto com o movimento constante das águas até atingir o tamanho areia grossa (<2 mm), perderam a sustentabilidade e depois pelo seu próprio peso, caíram para o fundo formando barras que migraram constantemente.

As barras oolíticas possuem evidentes superfícies erosivas nos limites das camadas, com estratificação cruzada progradante. Isso indica uma migração das barras oolíticas devido à ação das correntes, erodindo e remobilizando os ooides. *Grapstones* e ooides compostos são observados, indicando alguns períodos de calma hidrodinâmica juntamente com rápidas taxas de precipitação dadas pela geoquímica da água, o que permitiu a formação de filmes carbonáticos ao redor do conjunto de ooides. Estes momentos de relativa calmaria também são acompanhados pela sedimentação de material fino que decantou e formou camadas finas de argilas ou níveis oolíticos com matriz micrítica (*packstone*).

Figura 44. Modelos de rampas carbonáticas. a) modelo de Tucker (2001), b) modelo de Burchette e Wright (1992). Em vermelho a posição dos sedimentos expostos na mina Laginha.

A partir da base da sequência até aproximadamente 50 metros, em direção ao topo, um aumento progressivo de camadas de folhelhos negros e margas ricas em matéria orgânica é observado. Acima desse intervalo ocorrem 18 metros de fácies Ritmito (F4) que apresenta carbonatos micríticos, margas e folhelhos de cor preta com conteúdos ainda maiores de matéria orgânica. Este aumento progressivo no aparecimento de litologias finas poderia estar relacionado à formação de áreas protegidas de fortes correntes. Esta interpretação é baseada no tipo de morfologia paralela ao litoral que as barras oolíticas desenvolvem nos modelos propostos por Tucker (2001). Nestas áreas confinadas, é possível ocorrer a sedimentação por

decantação de minerais de argila juntamente com matéria orgânica, formando os folhelhos negros.

Burdige (2007) propõe que para haver a preservação da matéria orgânica, deve ocorrer um soterramento rápido acompanhado de condições que não permitam a degradação da mesma. É uma relação entre proteção física, exposição ao oxigênio, processos biológicos degradantes e reações de condensação abiótica. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para este intervalo C1 apresentam um aumento progressivo, escalonado, com platôs de 8 metros aproximadamente, passando de -3,5‰ para +6,0‰ (Figura 36). Este comportamento indica que, da base ao topo, há um aumento na precipitação de carbonatos com isótopos de C cada vez mais pesados.

Nos sedimentos, os dois principais reservatórios de carbono são a matéria orgânica e as rochas carbonáticas, que diferem quanto aos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Eles apresentam composições isotópicas bem distintas, sendo os carbonatos marinhos isotopicamente pesados, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ médio de 0‰, e a matéria orgânica biogênica isotopicamente leve, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em torno de -25‰ (Newton & Bottrell, 2007). Esta diferença nos valores dos reservatórios de carbono nos sedimentos se deve a dois mecanismos distintos de fracionamento. A composição isotópica dos carbonatos marinhos ($\delta^{13}\text{C}$) está relacionada com o íon bicarbonato (HCO_3^-) dissolvido que forma as rochas carbonáticas quando é precipitado.

Em geral, as variações na curva de $\delta^{13}\text{C}$ são interpretadas como a relação entre a taxa de carbono orgânico soterrada, a bioprodutividade e a preservação de matéria orgânica; esta última condicionante inclui as condições anóxicas, subóxicas ou óxicas do meio. Nas reações químicas dos seres vivos, especialmente dos fotossintetizantes, há preferência pelos isótopos mais leves dos diferentes elementos, já que esses são mais facilmente metabolizados. Altas taxas de soterramento (preservação) e/ou produção de matéria orgânica levariam ao empobrecimento em ^{12}C nas águas e consequente aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos, enquanto que uma diminuição na bioprodutividade e/ou aumento da oxidação da matéria orgânica resultaria na devolução de ^{12}C para o meio e diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos precipitados (Newton et al., 2007; Saltzman & Thomas, 2012). Neste primeiro intervalo C1, de aproximadamente 70 metros, o aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é dado pelo aumento na preservação da matéria orgânica, o que também é visível no aumento de fácies ricas em matéria orgânica em direção ao topo. Assim, essas mudanças de fácies são acompanhadas pelo aumento de $\delta^{13}\text{C}$ observado na seção da mina Laginha (Figura 36).

Outros processos que influenciam os valores de $\delta^{13}\text{C}$ pela degradação da matéria orgânica acontecem abaixo da interface água-sedimento, e são a degradação óxica e a sulfato-redução, dependendo da disponibilidade de O_2 no meio (Canfield, 1989). Eles levam ao enriquecimento de ^{12}C nos fluidos intersticiais, diminuindo os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos. Quando a disponibilidade de sulfato acaba em condições anóxicas-subóxicas, os processos metanogênicos passam a atuar. Um de seus produtos é o metano, o qual está enriquecido em ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} \approx -110 \text{ ‰}$), e o outro CO_2 , fortemente enriquecido em ^{13}C . A depender dos processos que seguirão a metanogênese, tais produtos podem influenciar o carbono inorgânico dissolvido tanto com altos como com baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$, consequentemente nos carbonatos neoformados. Se o metano não for oxidado e for perdido para a atmosfera, o DIC poderá ser influenciado pelo CO_2 metanogênico enriquecido em ^{13}C . Se o metano for oxidado por bactérias metanotróficas, o DIC pode ser fortemente influenciado por CO_2 metanotrófico depletado em ^{13}C , processo normalmente localizado e dependente da abundância de metano (Whithicar et al., 1986; Birgel et al., 2008). Estes são processos que influenciam as assinaturas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$: o equilíbrio ou desequilíbrio na quantidade de matéria orgânica soterrada e os processos de degradação da mesma podem afetar as composições isotópicas de carbonatos.

No caso deste estudo, os dados obtidos podem nos dar informações sobre o enriquecimento relativo de matéria orgânica preservada e sua influência nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos analisados. Estes dados sugerem que o aumento do $\delta^{13}\text{C}$ observado no intervalo C1, pode não estar associado à oxidação do metano, nem à sulfato-redução, processos de degradação da matéria orgânica que podem causar a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos. Neste cenário, resta apenas a metanogênese que, pelo contrário, resultaria no aumento dos valores $\delta^{13}\text{C}$; contudo não é possível, com os dados disponíveis, afirmar a ocorrência deste processo.

Acima deste primeiro intervalo de 70 metros, e em contato erosivo, encontram-se 68 metros de intercalações das fácies Grainstone oolítico (F2) e Grainstone/packstone oolítico (F3), definidas como C2 (Figura 36). A sequência é caracterizada por um conjunto de camadas maciças e espessas, algumas com superfícies erosivas em sua base. Uma camada de mudstone peloidal de cor preta (<1 m) é observada aos 102 metros, com estratificação ondulada, e com uma clara superfície erosiva, originada pela migração de barras oolíticas, no topo. Este mudstone de cor preta, rico em matéria orgânica, representa uma topografia baixa entre as barras oolíticas que se desenvolveram na rampa carbonática, onde os minerais argilosos foram

decantados juntamente com a precipitação de lama calcárea. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ no intervalo C2 começam com uma quebra no final do intervalo C1, e mostram um comportamento relativamente homogêneo, com valores variando entre 1,69 e 3,36 ‰ (Figura 36). Esta estabilidade nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ pode estar relacionada ao equilíbrio entre a quantidade de matéria orgânica soterrada e a reciclagem do carbono pela degradação da matéria orgânica.

A partir de razões de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e matéria orgânica associada ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ker}}$), concentrações de elementos maiores, traço e de terras raras (REE) juntamente com a distribuição de hidrocarbonetos, feitos em várias localidades da Faixa Paraguai Sul, na Serra da Bodoquena e na área de Corumbá, incluindo a mina de Laginha, Spangenberg et al. (2014) propõem dois estágios biogeoquímicos na sedimentação da Formação Tamengo: a primeira representada pelo que seria o equivalente ao intervalo C1 proposto neste trabalho, com uma coluna redox estratificada na bacia, com aumento da bioprodutividade próximo à superfície devido a um aumento na pressão de CO_2 , chegada de nutrientes e possivelmente com mudanças nas comunidades produtoras. O segundo estágio, equivalente ao intervalo C2, foi desenvolvido em uma bacia anóxica, com baixa bioprodutividade próxima à superfície e baixos níveis relativos do mar. Este fato é evidenciado pela estabilidade dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o intervalo C2 apresentado neste trabalho, sendo a baixa preservação da matéria orgânica e/ou a baixa bioprodutividade os processos de maior influência no fracionamento isotópico do ^{13}C . Estes dois estágios biogeoquímicos propostos por Spangenberg et al. (2014), concordam com as interpretações apresentadas neste trabalho, a evolução nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ forneceram informações indicativas dos processos que ocorreram na sedimentação dos carbonatos oolíticos.

Finalmente, vale ressaltar a presença de pirita framboidal nos carbonatos ao longo dos 138 metros de seção, o que é uma indicação de que os processos de sulfato-redução estavam presentes abaixo da interface água-sedimento. As piritas ocorrem nos carbonatos como pequenas aglomerações em forma de framboeza. No entanto, é difícil determinar o grau de influência neste processo de degradação da matéria orgânica através das assinaturas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$.

Há duas superfícies erosivas relevantes no afloramento e correspondem ao contato na base da sequência entre a brecha intra-formacional (F1) e o início das fácies predominantemente oolíticas (F2 e F3). Nesta superfície há uma mudança brusca nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, passando de +2.80‰ a -3.5‰. Isto supõe que existiu possivelmente um tempo do qual não há registro da evolução do $\delta^{13}\text{C}$, já que existe um hiato. No topo do intervalo C1, tem-se outra superfície

erosiva facilmente reconhecível no afloramento (Figura 22), o que indica outro hiato no registro isotópico do $\delta^{13}\text{C}$. Isto indica que o intervalo C1, o qual apresenta um incremento progressivo nos valores do $\delta^{13}\text{C}$ desde o negativo para o positivo, não representa um registro contínuo com o intervalo superior e inferior.

As fácies ritmito (F4) e Grainstone/packstone oolítico (F3), presentes no topo do intervalo C1 e na base do C2, apresentam os fragmentos retrabalhados de *Cloudina*, representando camadas do Ediacarano superior (amostras LG-50 e LG-67; Figura 24 e Figura 45). Zaine (1991) apresentou um estudo paleontológico de detalhe para diferentes seções na área de Corumbá, incluindo a seção da mina Laginha. A correlação das fácies descritas neste trabalho e as apresentadas em Zaine (1991) para a mesma seção é apresentada na Figura 46.

Figura 45. Microfotografias em lâmina delgada de fragmentos de *Cloudina* observadas em amostras da mina Laginha. a) Corte transversal da estrutura tubiforme, amostra LG-67. b) Corte longitudinal de *Cloudina*, material reanalisado do trabalho de Zaine (1991), amostra 8/19.

Figura 46. Correlação do perfil estratigráfico deste estudo e a seção feita por Zaine (1991) na frente de lavra da mesma direção SW na mina Laginha. As ocorrências de *Cloudina* estão restritas a fragmentos.

Os estudos de Zaine (1991) foram feitos numa frente de lavra diferente na mina para essa época, com uma diferença de localização de 200 metros na direção SW. As diferenças nas espessuras das fácies é devida às diferenças laterais do ambiente deposicional, as migrações das barras oolíticas ocorriam em direções e velocidades diferentes. A ordem das 4 fácies é repetida de maneira geral, descrita como um conglomerado na base, superposto por fácies oolíticas até o topo e a presença de intercalações de fácies finas no meio da seção.

5.4 Isótopos de Sr e implicações tectônicas

A água dos oceanos recebe fluxos de reservatórios geoquimicamente distintos, tais como correntes superficiais dos continentes, fluidos hidrotermais nas dorsais oceânicas, águas subterrâneas, entre outros. As assinaturas geoquímicas do oceano ficam preservadas nas rochas sedimentares e permitem conhecer suas características composicionais únicas no tempo e no espaço.

Carbonatos marinhos podem registrar as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar da qual foram precipitados. Essas razões podem ser usadas para fazer comparações com rochas de outros locais da bacia ou mesmo entre bacias. Para estudos de bacias sedimentares ediacaranas, esta ferramenta auxilia reconstruções paleogeográficas, tentando superar a dificuldade de ter baixo conteúdo fossilífero na maioria das sequências, em comparação com as encontradas em rochas fanerozoicas.

Os processos mais importantes que podem influenciar a composição isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar são a circulação hidrotermal nas dorsais oceânicas, elevações tectônicas, mudanças na configuração dos continentes, mudanças no clima e no nível do mar, diagênese dos sedimentos do solo oceânico e mudanças nos padrões de circulação oceânica. Estes processos são dinâmicos e mudam ao longo da história da Terra, deixando diferentes assinaturas isotópicas de Sr nos carbonatos ao longo do tempo. Várias curvas de evolução isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar estão disponíveis na literatura (Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2010; Kuznetsov et al., 2013) e servem como referência para fazer correlações estratigráficas. Estas curvas foram elaboradas através de dados obtidos em sequências carbonáticas, que foram depositadas em águas marinhas com conexão oceânica, circulação e homogeneização de suas águas e com idades presumivelmente conhecidas. Neste estudo optou-se por adotar a proposta de Halverson et al. (2010), já que é bastante usada na literatura internacional.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas variam de 0,7085 a 0,7089, sendo que a maioria concentra-se no restrito intervalo de 0,7085 a 0,7086, sugerindo que este é o melhor intervalo para representar rochas do limite Precambriano –Cambriano (Figura 47). As razões isotópicas da mina Laginha apresentados no trabalho de Zaine (1991), são mais radiogênicas, algumas superiores a 0,7090, possivelmente devido às diferenças nos procedimentos analíticos realizados. Em Boggiani et al. (2010) existem razões de 0,7086 para a mesma seção, bastante próximas das obtidas neste trabalho. Resultados apresentados por Simon (2008) em outras seções estudadas na área, como a presente na mina de Corcal e na Serra da Bodoquena, apresentaram razões no intervalo 0,7084-0,7085, semelhantes aos valores apresentados em Alvarenga et al. (2009), que variam de 0,7085-0,7086. Estes resultados similares em diferentes seções correspondentes à Formação de Tamengo auxiliam correlações dentro da mesma bacia.

Ao comparar com os valores apresentados na curva proposta por Halverson et al. (2010), observa-se que os resultados deste trabalho se enquadram perfeitamente nas faixas possíveis esperadas para rochas carbonáticas do final do Ediacarano (Figura 47).

Figura 47. Curva de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proposta para o Neoproterozoico por Halverson et al. (2010). Os pontos vermelhos representam as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas neste estudo em carbonatos da mina Laginha.

A coincidência com os valores apresentados na curva de Halverson et al. (2010) sugere que as águas onde os carbonatos da Formação Tamengo foram depositados na mina de Laginha tinham uma conexão com o grande reservatório oceânico homogeneizado onde se depositaram as sequências carbonáticas utilizadas para elaborar a curva. Os valores de 0,7085-0,7089 coincidem com o pico registrado em várias sequências mundiais, que é interpretado como reflexo do intenso intemperismo e subsequente erosão dos corpos ígneos e metamórficos ricos em ^{87}Sr radiogênico, produto da orogenia Pan-africana ocorrida há 630-600 Ma (Halverson et al., 2010). Este pico é precedido por uma diminuição das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, possivelmente devido à influência dos fluxos hidrotermais na geoquímica da água do mar, resultante da quebra de Rodínia e da abertura do oceano Iapetus há 720 Ma (Hoffman, 1998).

O novo regime tectônico global implantado na Terra no ciclo Brasiliano-Pan-Africano, com geração de rochas metamórficas de ultra alta pressão em zonas de subducção e cinturões orogênicos de grande altitude, poderiam ser uma fonte gigantesca de nutrientes dissolvidos nos oceanos que auxiliaram no desenvolvimento dos primeiros tipos de vida multicelulares complexos (Ganade de Araujo et al., 2014). Este novo e abundante suprimento de nutrientes foi acompanhado por mudanças climáticas cataclísmicas no Ediacarano. Teorias das glaciações globais, como o “Snowball” de Hoffman (1998) no final do Criogeniano, sugerem quedas acentuadas na bioprodutividade, seguidas de um aquecimento rápido e fortes efeitos de estufa que colocavam em stress as condições de vida dos filos existentes (*Phylum*), que se formaram cada vez mais complexos. Quando cada uma das glaciações terminou, o degelo promoveu um importante insumo de nutrientes para os oceanos e causou mudanças na química dos ambientes marinhos. Estas condições extremas poderiam ser os gatilhos para radiações dos filos que foram rapidamente afetadas por novas glaciações globais. A glaciação Criogeniana e Ediacarana, poderiam ser momentos de estresse ambiental para as comunidades biológicas que evoluíram e proliferariam ao final do Ediacarano.

Como foi explicado no Capítulo 2, existe um debate sobre a configuração da bacia no momento da deposição das rochas sedimentares da Faixa Paraguai. As formações sedimentares da Faixa Paraguai Norte têm características de ter sido desenvolvida numa bacia tipo *rift-drift* no início, e posterior *foreland* com abundante sedimentação siliciclástica (Alvarenga et al., 2009). Por outro lado, na Faixa Paraguai Sul, parece ser um regime do tipo Rift e Drift de acordo com Boggiani et al. (2010) e um mar epicontinental de acordo com Cordani et al. (2013, 2014). Qualquer que seja o verdadeiro ambiente tectônico onde a Formação Tamengo se depositou, as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deste estudo e as ocorrências com fósseis de *Cloudina* como em outras bacias

próximas, no caso da Formação Arroyo del Soldado no Uruguai (Gaucher et al., 2003), indicam um mar com conexão a outras bacias ediacaranas.

O fato dos pelitos da Formação Guaicurus serem encontrados no topo dos depósitos de barras oolíticas da Formação Tamengo sugere que o nível do mar estava subindo até atingir a máxima transgressão. Essas transgressões poderiam inundar partes dos crátons, gerando novos depósitos marinhos discordantes sobre embasamento cristalino, como é o caso da Faixa Paraguai Sul e sua relação com o Bloco Rio Apa.

Os dados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fornecem novas informações para a reconstrução do Gondwana Ocidental após a colisão orogênica Pan-Africana. Entretanto, estudos paleomagnéticos e dados geocronológicos são necessários para esclarecer a sequência real de eventos de colisão e descartar ou não a existência do oceano Clymene.

5.5 Evolução geológica

A sequência sedimentar que aflora na mina Laginha evoluiu numa rampa carbonática com a influência de ondas, acima do limite base para o desenvolvimento destas (fair-weather wave base ou FWWB), seguido por um aumento no nível de base, evidenciado pela sedimentação dos pelitos da Formação Guaicurus. Os carbonatos oolíticos são encontrados sobre um conglomerado-brecha de matriz oolítica, carbonática, com fragmentos de calcário, dolomita e rochas metamórficas possivelmente provenientes do Bloco Rio Apa. Estas fácies basais, com textura de brecha, podem ser relacionadas às mudanças no nível relativo do mar que causaram a erosão de carbonatos previamente depositados e os clastos de rochas metamórficas podem ter vindo do embasamento exposto no rebaixamento do nível de base (Boggiani et al., 2010). A relação regional da brecha-conglomerado com os carbonatos oolíticos da Formação Tamengo sobrepostos é desconhecida. Pode ser que o contato entre as formações Tamengo e Bocaina esteja no meio do conglomerado, onde não há mais presença de clastos de embasamento, somente clastos de carbonato retrabalhado (fácies brecha intraformacional F1).

Aqui é proposto um modelo de evolução geológica em 3 estágios para a sucessão sedimentar da mina Laginha. No *estágio 1* (Figura 48) as barras oolíticas apresentam progradação na direção do declive da rampa carbonática, perpendicular à direção das correntes de maré, migrando com formas paralelas ao litoral, depositando as fácies grainstone oolítico (F2) e grainstone/packstone oolítico (F3). Algumas depressões topográficas no fundo geraram

áreas de baixa energia, decantando argilas e formando ooides esporadicamente (Ritmito F4). Alguns fragmentos de *Cloudina* provenientes das fácies mais profundas da rampa foram trazidos e depositados em fases de tempestade, desenvolvendo uma estratificação cruzada *hummocky/swaley*. Neste período de tempo, observa-se uma evolução progressiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos, devido ao aumento na preservação/soterramento da matéria orgânica (Intervalo C1). A colmatção de sedimentos leva a exceder o nível de base da ação das ondas, causando erosão das barras oolíticas depositadas anteriormente. Essa superfície erosiva marca o final do intervalo C1 e o início de intervalo C2.

Figura 48. Estágio 1 da rampa carbonática com desenvolvimento de barras oolíticas (*Inner-Mid Ramp*) na seção da mina Laginha.

O estágio 2 desenvolveu-se em um ambiente de barras oolíticas influenciadas por ondas de tempestades esporádicas (Figura 49). É novamente evidente a geração de baixos topográficos

que permitem alguns depósitos finos no meio das barras oolíticas. A estabilidade nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ pode estar relacionada ao equilíbrio entre a quantidade de matéria orgânica soterrada e a reciclagem do carbono pela degradação da matéria orgânica. No topo do intervalo C2, ocorrem intercalações de material siliciclástico fino, como consequência do aumento do nível relativo do mar. Esses níveis de material fino contém evidência inédita das primeiras estruturas de bioturbação por organismos bilaterais do filo Nematoda (Parry et al., 2017), com tufos vulcânicos de 542 Ma associados. A bacia experimenta um aumento ainda maior no nível relativo do mar, afogando a rampa carbonática e depositando os pelitos da Formação Guaicurus.

Figura 49. Estágio 2 da rampa carbonática. Começo de bioturbação penetrante no topo do intervalo C2.

No *estágio 3*, a Formação Guaicurus recobre completamente os depósitos carbonáticos da Formação Tamengo (Figura 50). Um ambiente mais profundo é gerado, topograficamente uniforme, com estratificação plano-paralela e ondulada. Nestas camadas, se observa a bioturbação penetrante que foi registrada no topo da Formação Tamengo (Parry et al., 2017). É possível sugerir que os processos de oxigenação do substrato do fundo marinho já estavam estabelecidos, devido à ventilação e mistura do material nessa procura de alimento e abrigo dos animais bioturbadores do sedimento. Esta revolução agronômica no final do Ediacarano significou mudanças de esteiras microbiais, sem troca livre de gases no substrato, para um ambiente com complexas relações entre níveis metanogénéticos, anóxicos sulfo-redutores e óxicos, todas abaixo da interface água-sedimento (Cui et al., 2017; Kaufman, 2018).

Figura 50. Estágio 3, *Highstand System Tract* (HST) da sequência estratigráfica. Pelitos da Formação Guaicurus recobrem as barras oolíticas da Formação Tamengo e a bioturbação penetrativa está estabelecida.

O desenvolvimento destes 3 estágios evolutivos para a seção estudada, ocorreu na rampa carbonática proposta por Amorim et al. (artigo submetido; Figura 51). O trabalho mostra um modelo baseado na associação das fácies sedimentares observadas nos afloramentos da Formação Tamengo na área de Corumbá. As demais seções descritas no estudo, localizadas nas minas Corcal-Sobramil, hotel Goldfish e no município de Ladário, margem sul do rio Paraguai, representam partes mais profundas da rampa, mais precisamente a rampa média (Corcal) e a rampa externa (Sobramil, Goldfish e Ladário). Esta distribuição espacial de ambientes dentro da rampa foi baseada em características litológicas, estruturas sedimentares e associação do conteúdo fossilífero. Fósseis de *Cloudina* e *Corumbella* se observam em posição de vida nessas outras seções estratigráficas, às vezes associados com esteiras microbianas e icnofósseis. Possivelmente os fragmentos de fósseis encontrados na seção da Laginha provêm dessas áreas mais distais, sendo transportados para as barras oolíticas e evidenciando características de terem sido retrabalhados pela ação das ondas. No modelo, se estabelece que a seção da mina Laginha é a mais proximal ao litoral, acima da linha de ação das ondas, na rampa interna, diferindo do trabalho de Boggiani et al. (2010), que localizaram a seção da Laginha em ambientes mais profundos do que as outras seções.

Figura 51. Distribuição espacial de ambientes na rampa carbonática onde sedimentaram as barras oolíticas da seção Laginha. Modificado de Amorim et al. (artigo submetido).

Finalmente, é importante mencionar, que os altos teores de Sr presentes nos carbonatos na seção podem estar relacionados a uma predominante precipitação aragonítica no final do Ediacarano (Figura 52). Em seções da Namíbia e da Austrália, carbonatos de composição aragonítica são encontrados em sucessões deste mesmo período de tempo (Ries, 2010, Lowenstein, 2014, Hood et al., 2011, 2017), e tal feição geoquímica parece ser algo comum no Ediacarano tardio (Cui et al., 2016). Os ooides com textura indicativa do precursor aragonítico presentes nos carbonatos da seção aqui estudada, são evidências de que esta precipitação aragonítica ocorreu na Formação Tamengo. As condições de maior salinidade e pH neutro podem ter permitido que o íon Ca^{2+} dissolvido fosse mais disponível nos mares no final do Ediacarano, causando uma mudança na precipitação que era anteriormente, em sua maioria, dolomítica. Isso pode ter favorecido a colonização dos primeiros animais biomineralizantes (Warren et al., 2012, Cui et al., 2016).

Figura 52. Variação temporal da razão Mg/Ca na água do mar baseados na abundância de carbonatos dolomíticos nos últimos 900 Ma. A linha contínua representa mudanças no tipo de precipitação dominante em seções de diferentes continentes. Modificado de Hood et al. (2017).

6 CONCLUSÕES

A sequência sedimentar exposta na mina Laginha foi depositada em uma rampa carbonática, em um ambiente de barras oolíticas próximas ao litoral, com influência de correntes de ondas e tempestades esporádicas, possivelmente entre a rampa proximal e a intermediária. A topografia irregular do fundo, gerada pela mobilização das barras oolíticas, contém áreas protegidas que depositaram sedimentos finos, ricos em matéria orgânica. A colmatação de sedimentos foi acompanhada por uma transgressão marinha rápida que aprofundou a rampa até esta ser completamente recoberta pelos pelitos da Formação Guaicurus na máxima transgressão.

Os processos pós-deposicionais ocorreram principalmente na eodiagênese, com a recristalização e dolomitização “mimética” que preservaram muitas das texturas oolíticas originais. Estes processos não são muito comuns no Fanerozoico, o que pode ser devido às condições geoquímicas diferentes nos mares pré-cambrianos.

As texturas em forma laminar tangencial preservadas nos ooides e as altas concentrações em Sr nos carbonatos sugerem que o precursor dos ooides foi a aragonita que, por ser mais solúvel que a calcita e dolomita, foi rapidamente substituída. Transgressões marinhas como a que ocorreu na seção da mina Laginha são responsáveis pela geração de numerosas rampas de carbonato com alta taxa de precipitação de aragonita no Ediacarano.

As observações sedimentológicas e geoquímicas dos estratos que apresentam fragmentos de Cloudina na Formação Tamengo e outras sequências no mundo sugerem que o oceano no final do Ediacarano era altamente alcalino. Altas concentrações de Ca na água dos ambientes marinhos podem ter permitido o primeiro exemplo de biomineralização carbonática em animais, devido à maior disponibilidade desse elemento nos processos biogeoquímicos.

As razões Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca e Sr/Ca auxiliaram na validação da natureza primária dos dados isotópicos. Correlações entre essas razões forneceram informações sobre processos atuantes, tais como a influência das águas meteóricas, a recristalização e a dolomitização. A partir dos comportamentos observados, a assinatura primária pode ser validada para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de toda seção.

As curvas de $\delta^{13}\text{C}$ mostram comportamentos que podem levar à divisão da sequência em dois intervalos, C1 e C2. O primeiro, com tendência de aumento progressivo nos valores de

$\delta^{13}\text{C}$, passando aos 35 metros de valores negativos para positivos, devido ao aumento progressivo da preservação da matéria orgânica. O segundo intervalo apresenta valores relativamente uniformes, provavelmente resultantes do equilíbrio entre a quantidade de matéria orgânica soterrada e a reciclagem do carbono pela degradação da matéria orgânica. O limite entre estas duas quimiozonas é uma superfície erosiva irregular, indicando um hiato temporal.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ concordantes com os valores propostos nas curvas de evolução global sugerem que os carbonatos se depositaram em um mar aberto, conectado com outros oceanos globais no final do Ediacarano. A ocorrência de *Cloudina* também reforça o contexto de conexão inter-bacinal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1945. Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, 116, p. 1–118.
- Almeida, F.F.M., 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral, DNPM, 215, p. 1–137.
- Almeida, F.F.M., 1984. Província Tocantins. *In.*: Almeida, F.F.M., & Hasui, Y. 1984. O Precambriano do Brasil. Blücher Ltd. Publ., São Paulo, Brasil, 378 p.
- Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P.C., Babinski, M., Dardenne, M.A., Figueiredo, M.F., Santos, R.V., Dantas, E.L., 2009. The Amazonian Palaeocontinent. *In.*: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, p.15–28. doi:10.1016/s0166-2635(09)01633-8
- Amorim, K.B, Afonso, J.W.L., Leme, J.M., Diniz, C.Q.C., Montenegro, R.L.C., Gómez, G.J.C, Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F, 2019. Depositional setting, facies control and fossil distribution of the Ediacaran-Cambrian Tamengo Formation (Brazil). Artigo submetido para a revista *Sedimentology*. Data de citação 26/04/2019.
- Arche, A., 2010. Sedimentología, del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España. 1287 p.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Fanning, C.M., Fairchild, T.R., 2008. U-Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01023.x/full.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F., Fanning, C. M., 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, 23(3), 988–997. doi:10.1016/j.gr.2012.06.011
- Babinski, M., McGee, B., Tokashiki, C.C., Tassinari, C.C.G., Saes, G.S., Pinho, F.E.C., 2018. Comparing two arms of an orogenic belt during Gondwana amalgamation: Age and provenance of the Cuiabá Group, northern Paraguay Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 6–42. doi:10.1016/j.jsames.2018.04.009
- Banner, J.L., & Hanson, G.N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 3123–3137. doi:10.1016/0016-7037(90)90128-8
- Banner, J.L., 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4), 141–194. doi:10.1016/s0012-8252(03)00086-2
- Birgel, D., Himmeler, T., Freiwald, A., Peckmann, J., 2008. A new constraint on the antiquity of anaerobic oxidation of methane: Late Pennsylvanian seep limestones from southern Namibia. *Geology*, 36(7), 543. doi:10.1130/g24690a.1

- Bjørlykke, K., 1994: Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In: J. Parnell (ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society Special Publication, 78, 127-140. doi:10.1144/gsl.sp.1994.078.01.11
- Boggiani, P.C., 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. [Tese de Doutorado]: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181 p.
- Boggiani, P.C., Sial, A. N., Babinski, M., Ferreira, V.P., 2003. New carbon isotopic data from the Corumbá Group as a contribution to a composite section for the Neoproterozoic III in South America. In: III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana, 2003, Cape Town. Program and Extended Abstracts. Cape Town, University of Cape Town, 2003. v. 1, p. 13-16.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simon, C.M., Riccomini, C., Ferreira, V.P., Fairchild, T.R., 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, 182(4), 382–401. doi:10.1016/j.precamres.2010.06.003
- Burchette, T.P. & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3–57. doi:10.1016/0037-0738(92)90003-a
- Burdige, D.J., 2007. Preservation of organic matter in marine sediments: Controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? *Chemical Reviews*, 107(2), 467–485. doi:10.1021/cr050347q
- Burns, S.J., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2000. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47, 49–61. doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00004.x
- Bustillo, M. & Fort, R., 1986. Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria. *Bol. Geol. Min.*, 97, 662-671.
- Canfield, D.E., 1989. Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36(1), 121–138. doi:10.1016/0198-0149(89)90022-8
- Carpenter, S.J., Lohmann, K., Holden, P., Walter, L.M., Huston, T. J., Halliday, A.N., 1991. $\delta^{18}\text{O}$ values, and Sr/Mg ratios of Late Devonian abiotic marine calcite: Implications for the composition of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(7), 1991–2010. doi:10.1016/0016-7037(91)90038-7
- Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Coutinho, J. M.V., Ruiz, A.S., 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310(9), 981–1023. doi:10.2475/09.2010.09
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science*, 313(6), 517–539. doi:10.2475/06.2013.01
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2014. Reply to the Comment by E. Tohver and R. Trindade on “Was there A Clymene Ocean in Central South America?” v. 313, p. 517-539. *American Journal of Science*, 314(3), 814–819. doi:10.2475/03.2014.04

- Corsetti, F.A., Kidder, D.L., Marenco, P.J., 2006. Trends in oolite dolomitization across the Neoproterozoic–Cambrian boundary: A case study from Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 191(3-4), 135–150. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.021
- Cuadros-Justo, L.J., Souza, J.O., 1998. Carta geológica folha Corumbá SE.21-Y-D, Mato Grosso do Sul, Brasil, escala 1:250.000. CPRM.
- Cui, H., Kaufman, A. J., Xiao, S., Peek, S., Cao, H., Min, X., Cai, Y., Siegel, Z., Liu, X.-M., Peng, Y., Schiffbauer, J.D., Martin, A. J., 2016. Environmental context for the terminal Ediacaran biomineralization of animals. *Geobiology*, 14(4), 344–363. doi:10.1111/gbi.12178
- Cui, H., Kaufman, A. J., Xiao, S., Zhou, C., Liu, X.-M., 2017. 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*, 450, 59–80. doi:10.1016/j.chemgeo.2016.12.010
- Dantas, E.L., Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Pimentel, M.M., 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, 170(1-2), 1–12. doi:10.1016/j.precamres.2008.11.005
- Del'arco, J.O., Silva, R.H., Trapanoff, I., Freire, F. A., Pereira, L.G.M., Souza, S. L., Luz, D. S., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G., 1982. Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20; geologia. *Projeto RADAMBRASIL*, Rio de Janeiro, v.27: 25-160.
- Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 1317–1329. doi:10.1016/0016-7037(92)90064-p
- Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(1-2), 152–162. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.022
- Dunnington, H.V., 1954. Stylolite development post-dates rock induration. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 24. No. 1. 27-49. doi:10.1306/d4269648-2b26-11d7-8648000102c1
- Ebner, M. & Grasemann, B., 2006. Divergent and convergent non-isochoric deformation. *Journal of Structural Geology*, 28(10), 1725–1733. doi:10.1016/j.jsg.2006.07.008
- Ebner, M., Koehn, D., Toussaint, R., Renard, F., Schmittbuhl, J., 2009. Stress sensitivity of stylolite morphology. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 394–398. doi:10.1016/j.epsl.2008.11.001
- Fletcher, R.C. & Pollard, D.D., 1981. Anticrack model for pressure solution surfaces. *Geology*, 9(9), 419. doi:10.1130/0091-7613(1981)9<419:amfps
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin. 976 p.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (ed.): *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir, 1, Tulsa: 62-84.
- Folk, R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C and Murray R.S. (eds.): *Dolomitization and limestone Diagenesis, a Symposium*. Tulsa, SEPM, Special Publication, 13: 14-48.

- Freitas, B.T., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Almeida, R.P., Piacentini, T., 2011. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil. *Sedimentary Geology*, 238(1-2), 48–70. doi:10.1016/j.sedgeo.2011.04.001
- Fu, Q., Qing, H., Bergman, K. M., 2006. Early dolomitization and recrystallization of carbonate in an evaporite basin: the Middle Devonian Ratner laminite in southern Saskatchewan, Canada. *Journal of the Geological Society*, 163(6), 937–948. doi:10.1144/0016-76492005-088
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S., 2014. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*, London, 5198, 1-8, 5(1). doi:10.1038/ncomms6198
- Gaucher, C., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4), 241–278. doi:10.1016/s0301-9268(02)00140-7
- Gaucher, C., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., Chiglino, L., Sprechmann, P., 2007. Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay): evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian–Cambrian boundary. *Chemical Geology* 237, 28–46. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.014
- Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic Events and Palaeogeographic Evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, 295–316. doi:10.1016/s0166-2635(09)01621-1
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182(4), 337–350. doi:10.1016/j.precamres.2010.04.007
- Hoffman, P.F., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281(5381), 1342–1346. doi:10.1126/science.281.5381.1342
- Hood, A.S., Wallace, M.W., Drysdale, R.N., 2011. Neoproterozoic aragonite-dolomite seas? Widespread marine dolomite precipitation in Cryogenian reef complexes. *Geology*, 39(9), 871–874. doi:10.1130/g32119.1
- Hood, A.S. & Wallace, M.W., 2017. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance. *Global and Planetary Change*, 160, 28–45. doi:10.1016/j.gloplacha.2017.11.006
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3), 37–57. doi:10.1016/s0009-2541(99)00080-7
- James N.P. & Jones B., 2015. *Origin of carbonate sedimentary rocks*. John Willey and Sons, 464 p.
- Jones, J.P., 1985. The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolivia: An interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 28(2), 111–135. doi:10.1016/0301-9268(85)90076-2
- Kah, L.C., Sherman, A.G., Narbonne, G.M., Knoll, A.H., Kaufman, A.J. (1999). $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for

- regional lithostratigraphic correlations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(3), 313–332. doi:10.1139/e98-100
- Kah, L.C., 2000. Depositional $\delta^{18}\text{O}$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: Grotzinger J.P., James N.P. Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Special Publication, v. 67, p. 345-360.
- Kaufman, A.J., 2018. The Ediacaran-Cambrian Transition: A Resource-based hypothesis for the rise and fall of the Ediacara Biota. In: Sial, A.N., Gaucher, C., Ramkumar, M., Ferreira, V.P., 2018. Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries. Ed. Willey. 115-142.
- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 409–430. doi:10.1016/0012-821x(93)90254-7
- Kaufman, A., Knoll, A., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73(1-4), 27–49. doi:10.1016/0301-9268(94)00070-8
- Kaufman, A.J., Knoll, A. H., Narbonne, G.M., 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(13), 6600–6605. doi:10.1073/pnas.94.13.6600
- Koehn, D., Renard, F., Toussaint, R., Passchier, C., 2007. Growth of stylolite teeth patterns depending on normal stress and finite compaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(3-4), 582–595. doi:10.1016/j.epsl.2007.03.015
- Kuchenbecker, M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Lopes-Silva, L., Pimenta, F., 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, 46(suppl 1), 145–162. doi:10.1590/2317-488920160030285
- Kuznetsov, A.B., Ovchinnikova, G.V., Gorokhov, I.M., Letnikova, E.F., Kaurova, O.K., Konstantinova, G.V., 2013. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 51–66. doi:10.1016/j.jseaes.2011.06.003
- Le Guerroué, E., Allen, P.A., Cozzi, A., 2006. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: The Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman). *Precambrian Research*, 146(1-2), 68–92. doi:10.1016/j.precamres.2006.01.007
- Lorens, R. B., 1981. Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4), 553–561. doi:10.1016/0016-7037(81)90188-5
- Lowenstein, T.K., Kendall, B., Anbar, A.D., 2014. The Geologic History of Seawater. *Treatise on Geochemistry*, 569–622. doi:10.1016/b978-0-08-095975-7.00621-5
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: A review. *Carbonates and Evaporites*, 7(1), 21–37. doi:10.1007/bf03175390
- McArthur, J.M.; Howarth, R.J.; Shields, G.A., 2012. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.; Ogg, J.; Schmitz, M. D.; Ogg, G. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, p. 127-144, 2012.

- McGee, B., Collins, A. S., Trindade, R.I.F., Payne, J., 2014. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 127(1-2), 76–86. doi:10.1130/b30842.1
- McGee, B., Babinski, M., Trindade, R., Collins, A.S., 2018. Tracing final Gondwana assembly: Age and provenance of key stratigraphic units in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 307, 1–33. doi:10.1016/j.precamres.2017.12.030
- Mehra, A. & Maloof, A., 2018. Multiscale approach reveals that Cloudina aggregates are detritus and not in situ reef constructions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(11), E2519–E2527. doi:10.1073/pnas.1719911115
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, 13(1), 1–11. doi:10.1046/j.1365-3121.2001.00318.x
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Texeira, J.B.G., Sanchez, A.L., Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237(1-2), 143–167. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.019
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier, Amsterdam, 707 pp.
- Nenna, F. & Aydin, A., 2011. The formation and growth of pressure solution seams in clastic rocks: A field and analytical study. *Journal of Structural Geology*, 33(4), 633–643. doi:10.1016/j.jsg.2011.01.014
- Newton, R. & Bottrell, S., 2007. Stable isotopes of carbon and sulphur as indicators of environmental change: past and present. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 691–708. doi:10.1144/0016-76492006-101
- Oliveira, R.S., 2010. Depósitos de rampa carbonática neoproterozoica do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 105 p.
- Parry, L., Boggiani, P.C., Condon, D., Garwood, R., Leme, J.M., McIlroy, D., Brasier, M.D., Trindade, R., Campanha, G.A.C., Pacheco, M.L.A.F., Diniz, C.Q.C., Liu, A.G., 2017. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology & Evolution*, v. 1, pp. 1455–1464. doi:10.1038/s41559-017-0301-9
- Perdikouri, C., Kasiotas, A., Geisler, T., Schmidt, B.C., Putnis, A., 2011. Experimental study of the aragonite to calcite transition in aqueous solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20), 6211–6224. doi:10.1016/j.gca.2011.07.045
- Petit, J.P. & Mattauer, M., 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology*, 17(2), 245–256. doi:10.1016/0191-8141(94)e0039-2
- Piacentini, T., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. *Precambrian Research*, 228, 48–62. doi:10.1016/j.precamres.2013.01.002
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Alvarenga, C.J., 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, 80(3-4), 217–238. doi:10.1016/s0301-9268(96)00016-2

- Renard, M., 1986. Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, ^{18}O , ^{13}C). *Marine Micropaleontology*, 10(1-3), 117–164. doi:10.1016/0377-8398(86)90027-7
- Renard, F., 2004. Three-dimensional roughness of stylolites in limestones. *Journal of Geophysical Research*, 109(B3). doi:10.1029/2003jb002555
- Ries, J.B., 2010. Review: geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite seas) and its effects on marine biological calcification. *Biogeosciences*, 7(9), 2795–2849. doi:10.5194/bg-7-2795-2010
- Saltzman, M. R. & Thomas, E., 2012. Carbon isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.; Ogg, J.; Schmitz, M.D.; Ogg, G. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, p. 207-232.
- Simon, C.M., 2007. Químioestratigrafia isotópica (C, O Sr) dos carbonatos da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, MS. Monografia de Trabalho de Formatura, São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Silva, L.J.H.D.R., Walde, D.H.G., Saldanha, D.O., 2016. The Neoproterozoic–Cambrian Paraguay Belt, central Brazil: Part I — New structural data and a new approach on the regional implications. *Tectonophysics*, 676, 20–41. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.019
- Singh, U., 1987. Ooids and cements from the Late Precambrian of the Flinders Ranges, South Australia. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 57. doi:10.1306/212f8ac1-2b24-11d7-86480
- Spangenberg, J.E., Bagnoud-Velásquez, M., Boggiani, P.C., Gaucher, C., 2014. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. *Gondwana Research*, 26(3-4), 1186–1207. doi:10.1016/j.gr.2013.08.014
- Tada, R. & Siever, R., 1989. Pressure solution during diagenesis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 89–118. doi:10.1146/annurev.ea.17.050189.0005
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A. P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N., 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Río Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *International Geology Review*, 38(2), 161–175. doi:10.1080/00206819709465329
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C., 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, 38(3), 267–270. doi:10.1130/g30510.1
- Trindade, R.I.F., Font, E., D’Agrella-Filho, M.S., Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, 15(6), 441–446. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00510.x
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S., Walde, D., 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbágraben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6), 587–597. doi:10.1016/s0895-9811(98)00036-4
- Tucker, M.E., 1982. Precambrian dolomites: Petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites: *Geology*, 10, 7–12, doi:10.1130/0091-7613(1982)10<7:PDPAIE>2.0.CO;2.

- Tucker, M.E., 1985. Calcitized aragonite ooids and cements from the Late Precambrian Biri Formation of southern Norway. *Sedimentary Geology*, 43(1-4), 67–84. doi:10.1016/0037-0738(85)90055-7
- Tucker, M.E. & Wright, P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell, Scientific Publication, London.
- Veizer, J. & Demovic, R., 1974. Strontium as a tool in facies analysis: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 44, no. 1, p. 93-115. Doi: 10.1306/74D72991-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Veizer, J., Compston, W., Hoefs, J., Nielsen, H., 1982. Mantle buffering of the early oceans. *Naturwissenschaften*, 69(4), 173–180. doi:10.1007/bf00364890
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N., Schidlowski, M., 1983. In Late Proterozoic carbonates: evidence for a “mantle” event at ~900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(2), 295–302. doi:10.1016/0016-7037(83)90142-4
- Walde, D.H.G., Leonardos, O.H., Hahn, G., Hahn, R., Pflug, H.D., 1982. The first Precambrian megafossil from South America: *Corumbella weneri*. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 54 (2), 461.
- Walde, D.H.G., Carmo, D.A., Guimarães, E.M., Vieira, L.C., Erdtmann, B.D., Sanchez, E.A.M., Sanchez, A.M., Adorno, R.R., Tobias, T.C., 2015. New aspects of Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region (state of Mato Grosso do Sul, Brazil). *Annales de Paléontologie*, 101(3), 213–224. doi:10.1016/j.annpal.2015.07.002
- Warren, L.V., Pacheco, M.L.A.F., Fairchild, T.R., Simões, M.G., Riccomini, C., Boggiani, P.C., Cáceres, A.A., 2012. The dawn of animal skeletogenesis: ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan *Corumbella weneri*. *Geology*, 40 (8), 691–694. doi:10.1130/g33005.1
- Whiticar, M. J., Faber, E., Schoell, M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation—Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 693–709. doi:10.1016/0016-7037(86)90346-7
- Williams, G. E. & Schmidt, P. W., 2018. Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean’s meridional overturning circulation. *Geoscience Frontiers*, 9(2), 391–402. doi:10.1016/j.gsf.2017.11.006
- Zaine, M.F. & Fairchild, T.R., 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 10, Resumo das Comunicações. Sociedade Brasileira de Paleontologia, Rio de Janeiro, p. 54.
- Zaine, M., 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Zempolich W.G. & Bruce H., 1988. Diagenesis of Late Proterozoic carbonates: The Beck Spring dolomite of eastern California. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 58. doi:10.1306/212f8e18-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Zempolich, W.G. & Baker, P.A., 1993. Experimental and natural mimetic dolomitization of aragonite ooids. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 63. doi:10.1306/d4267b86-2b26-11d7-8648000102c1865d