**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOBIOLOGIA DE MICROBIALITOS DO EDIACARANO DA FAIXA
PARAGUAI E SUL DO CRATON AMAZÔNICO (MS E MT): IMPLICAÇÕES
PALEOAMBIENTAIS, PALEOECOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS**

Guilherme Raffaeli Romero

Orientador: Prof. Dr. Thomas RichFairchild

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2015

Versão Corrigida

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.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Romero, Guilherme Raffaeli

Geobiologia de microbialitos do Ediacarano da Faixa Paraguai e sul do Craton Amazônico (MS e MT): Implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas. / Guilherme Raffaeli Romero. - São Paulo, 2015.

215 p. + anexos.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Fairchild, Thomas Rich

1.	Paleontologia	2.	Estromatólitos	3.
Ediacarano I. Título				

*“Dedicado ao futuro,
com honra ao passado”*

Neil Peart

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

À Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, processos 2010/02677-0 e 2012/1331-8), ao programa de Pós-graduação de Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo apoio logístico e financeiro.

Ao meu orientador Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild por ter me dado a oportunidade de realizar esta pesquisa de doutoramento, abrindo muitas portas que permitiram todas as condições para o desenvolvimento de um bom trabalho, auxiliado por suas sugestões técnicas, incentivos e principalmente por sua amizade, bom humor e críticas sinceras.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri por ter todo seu apoio, críticas, discussões e principalmente por todo seu interesse genuíno, irrestrito e sincero nesta pesquisa. Todo o aluno de pós-graduação em paleontologia do IGc-USP tem uma formação privilegiada por conviver com o senhor, muito obrigado!

Ao Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pelas críticas e sugestões em vários momentos da tese, sempre regadas de bom humor e boas ideias e por me apresentar e permitir trabalhar junto de seu grupo de estudos na UFPA (GSED). Um grande abraço aos amigos do GSED do Instituto de Geociências da UFPA, Hudson, Valber, Salem, Formiga, Jose, JB, Joelson e em especial a Roberto Cesar Barbosa e Isaac Rudnitzki por ceder à morada do Forte do Pavor quando estive em Belém.

Aos amigos e colaboradores Isaac Rudnitzki, Evelyn Aparecida Sanchez Bizan e Luana Morais, pelo incentivo, ideias, correções e mais correções de meus textos, principalmente durante os “tempos de atlas”, muito de minha confiança nos resultados e discussões apresentadas nesta tese foram devido à contribuição destas pessoas. Meu mais sincero e efusivo obrigado a vocês, e espero trabalhar com vocês por muito tempo ainda.

A professora Dr. Mirian Liza Alvez Forancelli Pacheco pelos anos de amizade, brigas, mau humor, cafés, brigas, cafés e mais cafés, mas principalmente pela amizade que desenvolvemos e por ter pensando em minha carreira me abrindo muitas portas.

A minha formação recebeu, sem dúvida, um importante acréscimo com o convívio com o grupo de pesquisadores formado por alunos e ex-alunos programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP, com os companheiros mais próximos de sala e amigos Mst. Bruno Becker, sempre crítico e que me auxiliou com alguns desenhos da tese, com Gustavo Evangelista Prado com o senso de humor e ajuda na fase final para montar esta tese, Gabriel GABSSS Osés, por sua teimosia, interesse e ajuda no trabalho da Formação Sepotuba que ainda está em andamento, Dr. Felipe Figueiredo, Dr. Lucas Warren, Dra. Fernanda Quaglio, Dr. Cleber Calça; Dr. Bernardo Tavares Freitas, Mst. Gisele Utida, Dr. Arthur Chahud, Mst. Victor Badaró, entre outros.

Aos amigos Dr. Fabio Rodrigues (IQ) e Dr. Douglas Galante (LNLS) pela ajuda, crítica e pela possibilidade de aprender a organizar eventos e pelas discussões, muito obrigado!

Aos professores doutores Willian Sallum Filho e Paulo César Boggiani por críticas na banca de qualificação desta tese. Acredito que o texto final demonstra que o exame de qualificação serviu para definir um melhor enfoque nesta tese. A Professora Doutora Juliana de Moraes Leme Basso pelas oportunidades de monitoria e pelo conhecimento adquirido. Ao engenheiro Dr. Isaac Jamil Sayeg, não só pela sua disponibilidade em me atender no laboratório de microscopia eletrônica, mas principalmente pela amizade que desenvolvemos ao longo desses anos.

Agradeço também os funcionários do IGC- USP, em especial os funcionários da gráfica e da secretária de pós-graduação por todo auxílio durante o período de minha pós-graduação.

O mundo é cinza sem amigos. Mesmo com a vida nos levando para diferentes caminhos sempre agradeço o convívio e a amizade de Rodrigo Campos, Sergio André Castelanni, Raone Botteon, Ari Pinheiro, Sara Santos, Marize Schons, Raquel Caparroz, Leandro Lopes, Gabriel Soares, Liliane Pazini Soares, Luzo Dantas, Marcus Reis, Leonardo Carvalho, Sergio Henrique dos Santos, Barbara BABS Medeiro Silva, Silvio

Yuji, Rafael Cassati, Sabrina Pascoli, Wagner Terra da Rocha e se eu esqueci alguém fica aqui meu mea culpa.

Ao conselho, Lucas da Rocha Suíça Lima, Fernando Tumulto Cassaro, Fernando Chapola Henrique Polo e Lory Presidenta dos Santos Cruz e Silva pelas discussões, piadas, cervejas, piadas e mais piadas que me fizeram me distrair nos melhores e piores momentos de desenvolvimento deste documento.

Em alguns dos momentos mais difíceis da tese recorri aos escritos de duas pessoas que muito me influenciaram, Neil Peart e Steve Hogarth, obrigado por tudo.

E por último, mas mais importante, a minha família Valter Romero, Ivone Raffaeli Romero e Mariana Raffaeli Romero por todos os anos de sacrifício que me permitiu chegar neste volume. Nenhuma palavra que conheço indica o amor incondicional que eles demonstraram por mim, seria necessária uma nova palavra para expressar meu agradecimento a eles por todos estes anos.

Resumo

A Faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos neoproterozoicos ao sul do Cráton Amazônico. No Brasil, está, localizada nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Esta faixa tem sido alvo de constantes discussões sobre questões paleoambientais, paleoecológicas e evolutivas globais, uma vez que, em suas unidades ocorrem depósitos pós-glaciais marinoanos, as chamadas capas carbonáticas, típicas do início do Ediacarano, além de *Cloudina lucianoi*, fóssil índice do Ediacarano final, associado a outros metazoários. Nesta tese, foram estudados oito afloramentos: três pertencentes à Faixa Paraguai Sul- Formação Bocaina (FB) – Grupo Corumbá e cinco, à Faixa Paraguai Norte- Grupo Araras, sendo dois afloramentos na Formação Mirassol D'Oeste (FMO), base do grupo e três afloramentos na Formação Nobres (FN), última formação do Grupo Araras. No total foram analisadas 73 amostras representativas de estromatólitos e 37 lâminas petrográficas de estromatólitos e rocha encaixante. Em três afloramentos, definidos como capas carbonáticas, a análise e a comparação entre a associação de estruturas tubulares e estromatólitos indicou que estas estruturas sedimentares são um importante marcador estratigráfico dos depósitos de capas carbonáticas Marinoanas. No entanto, as estruturas previamente descritas como tubulares no afloramento de Porto Morrinhos (FB), são interpretados aqui como estromatólitos colunares sem associação com os eventos do início do Ediacarano. Com a caracterização das associações de estromatólitos e estruturas tubulares nos afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra, foi proposto, neste trabalho, que estes afloramentos não fazem parte da Formação Bocaina, e sim cronocorrelatos à Formação Mirassol D'Oeste, no início do Ediacarano. O escape de fluidos foi considerado a explicação mais adequada para a origem das estruturas tubulares, corroborando alguns estudos originais. Neste sentido, é provável que o fluido tenha se originado do acúmulo de matéria orgânica nos estromatólitos. A comparação entre diferentes ocorrências de estruturas tubulares indicaram que estas possuem uma origem comum, porém, diferem em relação a sua história sedimentar. Em alguns ambientes, as estruturas tubulares eram espaços abertos na interface água-sedimento, enquanto que em outros eram espaços sem esse tipo de contato. A textura dos microbialitos de capas carbonáticas é composta por peloides amalgamados em grumos arredondados interpretados como restos micritizados de colônias cocooidais de cianobactérias. A alternância laminar observada na Pedreira Terconi pode ser relacionada a mudanças sazonais das comunidades dominantes. Os laminitos microbianos de capa carbonática formaram-se em plataformas bem iluminadas, calmas, abaixo do nível de ondas de tempestade, sem contribuição de siliciclásticos, concordante com o ambiente transgressivo proposto para o pós-glacial. A Formação Mirassol D'Oeste, base do Grupo Araras, apresenta aproximadamente 10 metros de laminitos microbianos seguidos de camadas de megamarcas onduladas com lentes de megapelóides gerados pela ação de ondas de “*hypercanes*” que ocorreram durante a deposição das capas carbonáticas Marinoanas. Estes furações e a ação de ondas foram o motivo para o fim da deposição microbiana na Formação Mirassol D'Oeste. Na Formação Nobres, última formação do Grupo Araras, foram identificados 15 níveis de estromatólitos, silicificados. A silicificação ocorreu durante a diagênese, obliterando em muitos níveis a laminação estromatolítica. Os estromatólitos da Formação Nobres foram divididos em quatro associações de morfotipos. A distribuição, desenvolvimento e abundância dos morfotipos foi regida por fatores sedimentológicos, devido a variações do nível do mar. O fim dos estromatólitos da Formação Nobres é concomitante com o fim da

sedimentação carbonática do Grupo Araras. A evolução dos estromatólitos do Grupo Araras revelou uma variação nas formas e participação dos estromatólitos na composição litofaciológica desta plataforma carbonática. Na Formação Mirassol D'Oeste, os estromatólitos são abundantes e considerados um dos principais componentes arquiteturais da plataforma carbonática, enquanto na Formação Nobres, apesar da alta frequência e variação de morfotipos dos estromatólitos, a contribuição na composição litofaciológica da plataforma carbonática é mínima. As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem mudanças em relação importância dos microbialitos na composição das unidades estratigráficas, bem como a alteração nas condições de sedimentação do sistema deposicional -variação do nível do mar e influxo de siliciclásticos- do Grupo Araras.

Palavras Chave- Estromatólitos, Período Ediacarano, Faixa Paraguai, Grupo Araras, Grupo Corumbá, capas carbonáticas, estruturas tubulares.

Abstract

The Paraguay Belt is a Neoproterozoic fold belt at the south of the Amazon Craton. In Brazil, the Paraguay belt is located in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, central Brazil. The Paraguay Belt has been the subject of constant discussion of paleoenvironmental, paleoecological and evolutionary questions, since, in their units occur the Marinoan post-glacial deposits, the so called “cap carbonates”, typical of the beginning of the Ediacaran, and *Cloudina lucianoi*, index fossil of the late Ediacaran, associated with other metazoans. In this thesis, eight outcrops were studied: three belonging to the Southern Paraguay Belt -Bocaina Formation (FB)-Corumbá Group and five outcrops belonging to the Northern Paraguay Belt- Araras Group, two outcrops in Mirassol D'Oeste Formation (FMO), the group's base and three outcrops in the Nobres Formation (FN), the last unit of the Araras Group. In total 73 representative samples of stromatolites and 37 thin sections of stromatolites and host rock were analyzed. In three outcrops, defined as cap carbonates, analysis and comparison of the tubestone structures and microbial laminites association indicated that these sedimentary structures are an important stratigraphic marker for the deposits of Marinoan cap carbonates. However, the tubular structures previously assigned as tubestone structures in Porto Morrinhos outcrop (FB) are interpreted here as columnar stromatolites unassociated with the events of the early Ediacaran. With the characterization of the tubestone-stromatolite association in the outcrops of Morraria do Sul and Forte de Coimbra, it was proposed in this study that these outcrops are not part of Bocaina Formation but are cronocorrelated to Mirassol D'Oeste Formation, at the beginning of the Ediacaran. The fluid escape was considered the most suitable explanation for the origin of tubestone structures, corroborating some original studies. Therefore, it is likely that the fluids had originated from the accumulation of organic matter in the stromatolites within the cap carbonates. The comparison between different occurrences of tubular structures indicated that they have a common origin, however, differ in their sedimentary history. In some environments, the tubular structures were open spaces in the water-sediment interface, while others were in areas the structures were without such contact. The texture of cap carbonate microbialites comprises peloids amalgamated into rounded microclots interpreted as micritization remains of coccolidal colonies of cyanobacteria. The laminar alternation observed in the quarry Terconi (Mirassol D'Oeste Formation) may be related

to seasonal changes of the dominant communities. The microbial laminites of the Marinoan cap carbonates formed in well-lit platforms, calm, below the level of storm waves, without contribution of siliciclastic, concordant with the transgressive environment proposed for the post-glacial. At the Mirassol D'Oeste Formation, base of the Araras Group, approximately 10 meters of microbial laminites were described, covered by a packstone deposit of megaripple marks with megapeloid lenses generated by the action of wave "hypercanes" that occurred during the deposition of the Marinoan Cap Carbonates. These hypercanes and the wave action were the reason for the waning of microbial deposition in Mirassol D'Oeste Formation. In the Nobres Formation, at the upper part of the Araras Group, 15 levels of silicified stromatolites were identified. The silicification occurred during late diagenesis, obliterating many portions of stromatolitic lamination. Stromatolites of Nobres Formation were divided into four morphotypes associations. The distribution, development and abundance of morphotypes was governed by sedimentological factors, due to sea level variations. The end of stromatolites in the Nobres Formation is concomitant with the end of carbonate sedimentation of the Araras Group. In Mirassol D'Oeste Formation, stromatolites are plentiful and considered one of the major architectural components of the carbonate platform, while the Nobres Formation, despite the high frequency and morphotypes variation of stromatolites, the contribution in the litofaciological composition of carbonate platform is minimal. The variations of forms and the abundance of stromatolites along the Araras Group suggest changes regarding importance of microbialites in the composition of stratigraphic units as well as the change in the depositional system – variation in sedimentation conditions of the sea level and the influx of terrigenous in the Araras Group.

Key Words- Stromatolites, Ediacaran period, Paraguay Fold Belt, Araras Group, Corumbá Group, Marinoan cap carbonates, tubestone structures.

Índice de figuras

Capítulo 1

1.1. Distribuição de formações glaciogênicas que compõem o modelo <i>Snowball Earth</i>	22
1.2. Litologias e estruturas que compõem o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais	25
1.3. Reconstituição da posição dos paleocontinentes em baixa latitude no início do Ediacarano, com ocorrências de diamictitos da glaciação Marinoana	26
1.4. Perfis representativos de $\delta^{13}\text{C}$ de sucessões estratigráficas neoproterozoicas na Namíbia, no Canadá e na Austrália. Notar o perfil negativo logo após as glaciações....	27
1.5. Estromatólitos de Hamelin Pool, SharkBay, Austrália. Colunas nos microbialitos são de ~25 cm. Em detalhe estão diferentes comunidades de cianobactérias que compõem a comunidade do microbialito.....	32
1.6. Esteira microbiana recente com a disposição das comunidades de acordo com o tipo de metabolismo.....	36
1.7. Estromatólitos cônicos do tipo <i>Conophyton</i> , onde fenestras encontram-se preferencialmente na zona axial, pois é a região onde as cianobactérias filamentosas estão em maior quantidade, realizando fotossíntese. Escala-2 mm.....	38
1.8. Forma macroscópica de trombólitos, parte escura da rocha, do Grupo Araras fotografado em campanha de campo na Região da cidade de Nobres, Mato Grosso.....	41
1.9. Laminação de microbialitos da Lagoa Mormona, Baja California, México.....	42
1.10. Morfologia dos estromatólitos em função da paleobatimetria do ambiente sedimentar.....	44

1.11. Abundância de morfotipos de estromatólitos no tempo geológico.....	45
--	----

Capítulo 2

2.1. Mapa geológico da Faixa Paraguai em suas porções norte- estado do Mato Grosso e sul- Mato Grosso do Sul.....	50
---	----

2.2.Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos	51
---	----

2.3.Coluna estratigráfica esquematizada do Grupo Corumbá.....	54
---	----

2.4. Carta litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte norte da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras.....	58
---	----

Capítulo 3

3.1. Nomenclatura de estromatólito de acordo com o a nomenclatura Linneana.....	63
---	----

Capítulo 4

4.1.Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil.....	73
---	----

4.2. Distribution of the Bocaina Formation within the state of Mato Grosso do Sul and location of the three outcrops discussed in this paper.....	75
---	----

4.3. Lithostratigraphic column for the outcrops of Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC).....	77
--	----

4.4. Tubestone–microbial laminite association at Morraria do Sul (MS) and Forte de Coimbra (FC).....	78
--	----

4.5. Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at MS and FC in plane-polarized light (Crossed Nicols).....	80
--	----

4.6. The columnar stromatolites of Porto Morrinhos.....	83
---	----

Capítulo 5

5.1. Geological map of the northern Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton in the state of Mato Grosso, Brazil.....	95
5.2. Lithostratigraphic columns for the outcrops of Terconi Quarry (MS) (modified from Nogueira et al. 2003 and Romero, 2010) and Santo Antonio Farm (modified from Romero, 2010).....	100
5.3. Macroscopic forms of microbial laminites at the Terconi Quarry (A, C, E) and their graphic interpretations (B, D, F).....	101
5.4. A) Set of three nearly contiguous domical microbial laminites on the Santo Antonio Farm (Point 3). B-C) Detail of typical microbial laminae from point 3. Observe in B the abundant fenestrae in the thicker laminae. C) Weathered fragment of microbial laminite clearly showing alternating thick and thin laminae.....	102
5. 5. Megaripples in the Terconi Quarry.....	103
5.6. Photomicrographs of microbial laminae in the laminites of the Mirassol D'Oeste Formation, in plane-polarized light.....	104
5.7. Tubestone structures in the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation in the Terconi Quarry.....	106
5.8. A model for the waxing and waning of the microbial laminites of the Mirassol D'Oeste Formation.....	116

Capítulo 6

6.1. Tubestone structures deposits occurrence associated with Marinoan cap carbonates	119
6.2. Geological map of the Paraguay Belt along the southeastern border of the Amazon Craton and Rio Apa Block with the outcrops of Morraria do Sul and Terconi Quarry in highlight in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, Brazil.....	121

6.3. Schematic comparison of the stratigraphic units of the Araras and Corumba groups and the Puga Formation in the Paraguay Belt.....	122
6.4. Tubestone structures of the Terconi quarry, MirassolD'Oeste Formation.....	126
6.5. Tubestone structures of Morraria do Sul outcrop.....	128
6.6. Photomicrographs of thin sections of the tubestone–microbial laminite association at MirassolD'Oeste (A, C, E) and Morraria do Sul (B, D, F) in plane-polarized light (crossednicols).....	130
6.7. A model for the origin of the tubestone structures within Marinoan Cap carbonates.....	140

Capítulo 7

7.1. Mapa geológico da porção norte da Faixa Paraguai e de afloramentos na borda do Craton Amazônico, estado do Mato Grosso, Brasil. 1- Pedreira EmalCamil, 2- BR 070 km 689; 3 BR 070 km 700.....	144
7.2. Colunas estratigráficas da Formação Nobres na região de Cáceres com as ocorrências de associação de estromatólitos (Modificado de Rudnitzki& Nogueira, 2012) com curva isotópica de C e O (Nogueira <i>et al.</i> 2007). 1- Pedreira Emal-Camil, 2- Afloramento BR 070 km 689, 3- Afloramento BR 070 km 700.....	148
7.3. Associações de morfotipos (AM) I a IV de estromatólitos encontrados na Formação Nobres, região de Cáceres, MT.....	151
7.4. Associação de estromatólitos AM-I, Pedreira Emal-Camil.....	154
7.5. Associação de estromatólitos AM-II, Pedreira Emal-Camil.....	155
7.6. Associação de morfotipo III, na estrada BR-070, próximo à cidade de Cáceres, MT.....	156
7.7. Associação de estromatólitos AM-IV, na estrada BR 070, km 700 próximo a cidade de Cáceres, MT.....	159

7.8. Fotomicrografias de lâminas petrográficas de estromatólitos silicificados da Formação Nobres, região de Cáceres.....	162
7.9. Mapeamento RAMAN e espectros pontuais da matriz e do material opaco, disperso na matriz.....	163
7.10. Distribuição das associações de morfotipos de estromatólitos (AM-I a -IV)) ao longo do sistema deposicional da Formação Nobres.....	172
7.11. Distribuição de estromatólitos no Grupo Araras.....	179

Índice de tabelas

Capítulo 3

3.1. Localidades estudadas para o presente estudo.....	60
3.2. Escalas de observação adotadas para este estudo.....	62
3.3. Guia para caracterização de microbialitos por Fairchild & Sanchez (2015).....	64

Capítulo 6

6.1. Comparison of different aspects of tubestone structures and host rock of cap carbonates worldwide. 1) Corumbá Group- Morraria do Sul; Mirassol D'Oeste Formation, Terconi quarry; Tangará da Serra Quarry (Soares <i>et al.</i> 2013); Noonday Dolomite- Death Valley A (Cloud <i>et al.</i> 1974); Noonday Dolomite – Death Valley B (Corsetti & Grotzinger, 2005); Dreigratberg cap carbonate- Namibia (Bosak <i>et al.</i> 2013), Mayberg cap carbonate- Namíbia (Hoffman, 2011).....	132
---	-----

Capítulo 7

7.1. Resumo das características e posição estratigráfica das Associações de Morfotipos I a IV da Formação Nobres, região de Cáceres, MT.....	165
--	-----

Sumário

Apresentação	16
Objetivos	19
Capítulo 1. Contexto Ambiental das glaciações globais do Neoproterozoico e a ocorrência de microbialitos em capas carbonáticas	20
1.1 Modelo paleoclimático do Snowball Earth	20
1.2 <i>Slushball Earth</i> : Uma visão alternativa ao rigoroso clima do Neoproterozoico	27
1.3 Evidências de glaciações Neoproterozoicas no registro geológico do Brasil	28
1.4 O contexto dos microbialitos em capas carbonáticas Neoproterozoicas	29
Capítulo 2- Contexto Geológico – A Faixa Paraguai e os grupos Araras e Corumbá nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul- Brasil	48
2.1 Considerações Gerais - Faixa Paraguai	48
3. Materiais e Métodos	58
3.1 Generalidades	58
3.2 Afloramentos estudados nesta pesquisa	59
3.3 Estudos de Microbialitos	60
3.4 Palinologia de Microfósseis Orgânicos	67
3.5 Espectroscopia Raman	67

Apresentação

Durante a Era Neoproterozoica (ca. 1000 a 542 Ma), as comunidades microbianas bentônicas, que até então dominavam o planeta, passaram a compor uma nova configuração de ecossistemas a partir da origem e diversificação dos metazoários e de outros eucariotas. Esse evento bioevolutivo teve sua intensificação marcada no registro fossilífero Ediacarano (635 a 542 Ma), no contexto de grandes modificações ambientais e climáticas (Knoll & Sergeev, 1995, Li *et al.* 2010, Narbonne, 2010), como a fragmentação de continentes (McKerrow *et al.*, 1992) e as glaciações globais (Hoffman & Schrag, 2002).

De especial importância, as glaciações de extensão global (muitas vezes definidas em um cenário de congelamento total da superfície da Terra - hipótese *Snowball Earth*) teriam ocorrido em pelo menos dois momentos: há ~725 Ma (Esturtiano) e ~ 635 Ma (Marinoano). Estes eventos de resfriamento global tiveram implicações paleoceanográficas, principalmente na geoquímica dos oceanos, o que pode ter repercutido na irradiação dos metazoários (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Li, 2009, Li *et al.* 2010, Narbone, 2010).

Resfriamentos extremos, até chegar-se nas condições de *Snowball Earth*, teriam paralisado o ciclo hidrológico do carbono causando a extinção quase total da vida. Essa premissa começou a ser modificada com o surgimento da hipótese *Slushball Earth*, na qual porções equatoriais do globo estariam livres do gelo, com um sistema marinho aberto, ciclo hidrológico ativo e expansão da zona fótica, explicando, assim, a manutenção da biota nesse período. (Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000; Moczydlowska, 2008). A presença de fitoplâncton e de assembleias complexas de organismos procarióticos e eucarióticos, incluindo estromatólitos em camadas depositadas durante e após o período de extrema glaciação, parece indicar que os eventos glaciais não influenciariam de modo brusco na diversidade ou na extinção das espécies (Corsetti *et al.* 2006). Averiguar o quanto a vida proliferou em intervalos de extremos climáticos como no Neoproterozoico pode fornecer informações bioevolutivas importantes para o entendimento de ecossistemas que precederam a “explosão” de vida cambriana.

A Faixa Paraguai, região central do Brasil, é considerada uma das mais importantes para o estudo do Neoproterozoico (Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2006; Hoffman & Li, 2009; Babinski *et al.* 2013). A presença de capas carbonáticas, que evidenciam o evento de glaciação global do Criogeniano, bem como a ocorrência de microfósseis e, principalmente, de estromatólitos ao longo de uma sucessão carbonática pós-glacial, com centenas de metros de espessura, expostos em pedreiras e em cortes de estrada, constituem um dos melhores exemplos para testar as hipóteses de extremos climáticos (Nogueira *et al.* 2003, 2007, Alvarenga *et al.* 2004, Romero *et al.* 2009). Diante disso, esse trabalho investigou evidências de vida microbiana bentônica, em contextos de microbialitos, analisando as diversas morfologias de estromatólitos que ocorrem na Faixa Paraguai, nos estados de Mato Grosso (MT) e Mato Grosso do Sul (MS), em afloramentos dos grupos Araras (MT) e Corumbá (MS), pertencentes a Faixa Paraguai.

As pesquisas sobre microbialitos na Faixa Paraguai, têm se desenvolvido de forma mais pragmática, nos últimos anos (Almeida, 1945; Zaine, 1991; Boggiani, 1997; Nogueira, 2003; Nogueira *et al.*, 2003, Font *et al.* 2006; Romero, 2010; Moraes, 2013). Contudo, os estudos sobre esse tema ainda apresentam caráter descritivo e esparso, sem relacionar os microbialitos a questões globais do Pré-Cambriano, como o declínio dos microbialitosou as glaciações Neoproterozoicas, além de suas consequências bioevolutivas (Bosak *et al.* 2013). A análise em detalhe desses estromatólitos pode elucidar aspectos significativos sobre as deposições carbonáticas na Faixa Paraguai durante o Ediacarano, ajudando a compor a síntese de conhecimentos sobre as mudanças ambientais globais nesse intervalo de tempo, além de revelarimportantes informações de âmbito local, como as variações paleoambientais dos depósitos dos grupos Araras e Corumbá.

Esta tese está organizada em sete capítulos que incluem uma revisão teórica e conceitual sobre os microbialitos e sobre as glaciações do Neoproterozoico (Capítulo 1), bem como os aspectos geológicos da área e materiais e métodos (capítulos 2 e 3). Os resultados estão apresentados na forma de 4 artigos científicos. O primeiro artigo (Capítulo 4), denominado **“Tubestone-microbial laminite association in the Corumbá Group (Ediacaran, Brazil): Geobiological and stratigraphic implications of a Marinoan cap carbonate”**, apresenta resultados do estudo de microbialitos em três afloramentos na Faixa Paraguai Sul, atribuídos, inicialmente, a depósitos pós-glaciais do início do Ediacarano (Boggiani *et al.* 2010; Moraes, 2013). O segundo artigo (Capítulo

5), intitulado **“Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan event- Evidences from Mirassol D’Oeste Formation, southern margin of the Amazon Craton (Brazil)”**, aborda a ocorrência de depósitos formados quase que exclusivamente por microbialitos na Formação Mirassol D’Oeste, discutindo a relação destas estruturas com outras estruturas típicas de capas carbonáticas pós-Marinoanas, no início do Ediacarano, o início e o fim destes depósitos biossedimentares e como as formas macroscópicas destes depósitos foram modificadas pelos eventos ambientais deste período. O terceiro artigo (Capítulo 6), com título **“Ediacaran tubestone structures associated with cap carbonate microbialites: different structures, same origin? ”** integrou os resultados obtidos nos dois capítulos anteriores com ênfase na origem das estruturas tubulares, estruturas típicas de capas carbonáticas Marinoanas cuja origem ainda é incerta. O quarto artigo (Capítulo 7), com o título **“Estromatólitos da Formação Nobres- Diagênese e evidências de mudanças paleoambientaisao fim da sucessão carbonática do Grupo Araras”** discorre sobre a última ocorrência de microbialitos na Formação Nobres, o que estas estruturas indicam sobre o paleoambiente desta formação e sobre o declínio na abundância das estruturas estromatolíticas no Grupo Araras. Por fim, o último capítulo (Capítulo 8) refere-se às considerações finais e conclusões dos temas abordados nos capítulos, respondendo aos objetivos dessa tese.

São apresentadas nos anexos, a lista de amostras representativas de microbialitos e lâminas petrográficas utilizadas neste estudo.

Objetivos

A presente tese de doutoramento teve como objetivo principal o estudo em detalhe de microbialitos da Faixa Paraguai, dentro do contexto da evolução desta sucessão Ediacarana em suas porções norte e sul. A caracterização em detalhe destas estruturas pretendeu contribuir com o refinamento dos conhecimentos geobiológicos desta unidade e contribuir para o melhor entendimento da estratigrafia, paleoecologia e os ambientes pretéritos em que se desenvolveram estas comunidades bentônicas.

Desta forma, os objetivos específicos desta tese são:

- Caracterizar os microbialitos na Faixa Paraguai (relacionados às capas carbonáticas Marinoanas) e suas estruturas associadas, com ênfase em suas informações geobiológicas, paleoambientais e estratigráficas;
- Interpretar a origem das estruturas tubulares relacionadas aos estromatólitos em depósitos na Faixa Paraguai Norte e Sul, à luz de hipóteses propostas para estruturas semelhantes em outras capas carbonáticas marinoanas;
- Caracterizar os microbialitos da Formação Nobres, parte superior do Grupo Araras, para melhor entender sua gênese, diagênese e informações paleoambientais, e a relação destas estruturas com o declínio de microbialitos durante o Neoproterozoico;
- Definir a paleogeografia e a paleoecologia da assembleia de microbialitos, ao longo do Grupo Araras;
- Relacionar as informações obtidas durante este estudo com o contexto paleoambiental do Ediacarano mundial.

Capítulo 1. Contexto Ambiental das glaciações globais do Neoproterozoico e a ocorrência de microbialitos em capas carbonáticas

O Neoproterozoico (1000 a 542 Ma) intervalo de tempo onde ocorreram mudanças de ordem biológica, tectônica e climática singulares, que influenciaram a história da Terra, mas que ainda não foram devidamente esclarecidas. Dentre essas transformações, destacam-se drásticas alterações no ciclo biogeoquímico do carbono, evidenciado por incursões positivas e negativas nos $\delta^{13}\text{C}$ registradas em carbonatos, o declínio na abundância de estromatólitos e a origem e diversificação dos metazoários.

Na década de 90, foi proposto o modelo climático do *Snowball Earth* (Terra Bola de Neve) para explicar alguns desses cenários, o qual se tornou um dos alicerces para a pesquisa do Neoproterozoico. De acordo com esse modelo, severas glaciações alcançaram baixas latitudes do planeta, promovendo congelamento total da superfície da Terra, com a paralisação dos ciclos hidrológico e do carbono e a extinção parcial total da vida. Eventos assim foram observados pelo menos duas vezes no registro geológico desta era: A glaciação Sturtiana (~750 Ma) e a Marinoana (~635 Ma), além do registro de uma terceira glaciação, de caráter pontual, denominada de “Gaskiers” (~580 Ma). Posteriormente, foi sugerido outro modelo paleoclimático denominado *Slushball Earth* (*slush*, termo em inglês que indica um estágio intermediário entre água e gelo), baseado em simulações paleoclimáticas com glaciações de alta amplitude, porém com partes do globo (equatoriais) não recobertas por gelo, com um sistema marinho aberto, com ciclo hidrológico ativo e com livre acesso da luz ao mar, que explicaria a manutenção da biota nesse período (Hyde *et al.* 2000; Schrag & Hoffman, 2001).

1.1 Modelo paleoclimático do Snowball Earth

O modelo paleoclimático *Snowball Earth*, “Terra Bola de Neve”, foi criado por Kirschvink (1992) com o intuito de explicar o padrão de rochas sedimentares glaciogênicas recobertas por sequências carbonáticas, depositadas em ambientes de baixa latitude durante o Neoproterozoico, e que hoje afloram em diversas localidades do planeta (Figura 1.1).

Figura 1.1. Distribuição de formações glaciogênicas que compõem o modelo *Snowball Earth*. Em (a), a Glaciação Gaskiers ou Ediacarana, a mais recente das três; em (b), a Glaciação Marinoana; em (c), a Glaciação Sturtiana, a mais antiga das três. (Extraído de Hoffman & Li 2009).

Dentre os trabalhos que modelaram o *Snowball Earth*, estão os estudos realizados por Hoffman *et al.* (1998 a, b). De acordo com Hoffman e colaboradores (1998a), três eventos glaciais neoproterozoicos – Sturtiano (ca. 740 Ma), Marinoano (ca. 635 Ma) e Gaskiers (ca. 580 Ma) – foram resultantes de vários fatores, dentre os quais a fragmentação do supercontinente Rodínia, a alta obliquidade orbital, a redução da luminosidade e do índice de albedo se destacam como gatilhos.

Grandes glaciações globais neoproterozoicas teriam se iniciado através de condições de baixas concentrações de CO₂ atmosférico, causadas pelo aumento do intemperismo de massas continentais, soergidas como produto da fragmentação do supercontinente Rodínia com um conjunto de continentes menores em baixas latitudes,

perto dos trópicos. A diminuição de CO₂ atmosférico reduziu a temperatura global, levando às glaciações. O avanço das geleiras em direção ao equador teria aumentado a reflexão da luz solar (índice de albedo) e levado à formação de calotas e banquisas de gelo em áreas continentais e oceânicas em todo o planeta (Hoffman & Schrag, 2002). A duração dos períodos pós-glaciais foi sugerida ser de algumas centenas milhares de anos, com base em reversões de polaridade magnética em depósitos pós-glaciais (Trindade *et al.* 2003).

Em sub-ambientes abaixo das banquisas de gelo teria ocorrido a instalação de condições afóticas e de baixas temperaturas da água oceânica, isolando a vida fotoautotrófica em estreitas faixas de águas abertas no equador. O recobrimento dos oceanos pelo gelo teria favorecido a diminuição de oxigênio livre e gerado condições de anoxia, que teriam perdurado por milhões de anos. Como consequência disso, teria havido diminuição também da combinação do oxigênio e de ferro ferroso, que permaneceria em solução e em grande quantidade. Esta situação permitiria o incremento de ferro em solução à medida que fumarolas de fundo oceânico continuariam a expelir gases com abundância do elemento.

Durante as glaciações a atividade vulcânica nunca cessou, aumentando paulatinamente o CO₂ na atmosfera. Além da atividade vulcânica, a desestabilização de depósitos de metano, presos em *permafrost*, podem ter colaborado para o aumento da concentração de gases estufa (Kennedy *et al.* 2001). Tais processos levaram a concentração de gases estufa até o nível crítico, que corresponde a aproximadamente 1000 vezes o nível atual (Hoffman & Schrag, 2002). Essa condição teria aumentado a temperatura média global, diminuindo assim as banquisas de gelo nos oceanos em baixas latitudes, posteriormente mudando as condições paleoclimáticas glaciais para condições de efeito estufa, descrito na literatura como o modelo de *Greenhouse Earth*.

Ao mesmo tempo, a temperatura do planeta teria aumentado gradativamente através de emanções de vulcões em superfície. A consequência disso foi o término gradativo do isolamento pelo gelo e, por consequência, à entrada de O₂ no sistema oceânico, o que teria permitido a precipitação de óxidos de ferro em solução e condicionado sua precipitação como depósitos sedimentares denominados formações feríferas bandadas (BIF) (Kirschvink, 1992, Hoffman & Schrag, 2002). Esses depósitos são identificados em várias localidades do mundo, tais como Austrália, Canadá e

Namíbia, regiões que, durante o Neoproterozoico, estavam em posições de baixas latitudes, supostamente equatoriais.

O efeito estufa teria elevado a temperatura média mundial à aproximadamente 50°C, o que propiciou um intenso ciclo de evaporação e precipitação (Hoffman & Schrag, 2002). O intenso processo de intemperismo nas porções continentais, em regiões tropicais, elevou as taxas de lixiviação de cálcio para os oceanos e levou a precipitação de carbonatos, através da combinação com CO₂, principalmente em áreas mais quentes, levando à formação de fácies peculiares a essa situação paleoclimática denominadas “capas carbonáticas” (Hoffman *et al.*, 1998). Estes depósitos não se repetiram nas glaciações Fanerozoicas.

O aumento da temperatura também teria elevado de forma abrupta o nível do mar, gerando grandes tempestades, chamadas por Allen & Hoffman (2005) de *hypercanes*. As evidências de tal fenômeno, conhecidas como “megamarcas onduladas” (*megaripples*), encontram-se em capas carbonáticas da Austrália, do Brasil, do Canadá, da Namíbia e em Svalbard e teriam se formado a uma profundidade entre 200 e 400 metros, sob influência de ventos de mais de 20 m s⁻¹, com geração de ondas de até 18,3 m de altura.

O resultado no registro geológico desse modelo paleoclimático é um padrão sedimentar formado por diamictitos recobertos por rochas carbonáticas rosadas, ou por capas carbonáticas (do inglês *cap carbonates*), tipicamente dolomíticas, que exibem diversas feições sedimentares, tais como leques de aragonita (*cementstones*), megamarcas onduladas e, eventualmente, estromatólitos (Figura 1.2).

Figura 1.2 Litologias e estruturas que compõem o padrão típico de sucessões pós-Marinoanas encontradas em diversas localidades mundiais (Modificado de Allen & Hoffman, 2005).

Dados paleomagnéticos suportam o modelo de glaciação em baixas latitudes, reconstruções dos depósitos Neoproterozóicos da época indicam que os continentes estavam em baixas latitudes (i.e. Trindade *et al.* 2003; Hoffman & Li, 2009) (Figura 1.3). Durante a gênese de rochas sedimentares, os minerais magnéticos no sedimento tendem a alinhar-se com o campo magnético terrestre, possibilitando estabelecer a latitude na qual se depositaram (Hoffman & Li, 2009).

Figura 1.4 Perfis representativos de $\delta^{13}\text{C}$ de sucessões estratigráficas neoproterozoicas na Namíbia, no Canadá e na Austrália. Notar o perfil negativo nos níveis acima dos glaciais (Extraído de Hoffman & Schrag, 2002).

Valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentaram progressivamente de <0.7055 a <0.7080 ao longo do Neoproterozoico, especialmente no Toniano e no Criogeniano (1000 a 635 Ma), e são utilizados para a correlação e a datação relativa de rochas depositadas nesses períodos. Esses valores refletem a dominância da contribuição de estrôncio radiogênico derivado dos continentes por intemperismo químico em relação ao estrôncio de origem hidrotermal, registrando assim mudanças globais em regimes tectônicos e climáticos na escala de vários a dezenas de milhões de anos (Halverson *et al.* 2010). Quando aliados a datações absolutas em determinadas sequências, servem de marcadores cronoestratigráficos em sequências que carecem de datações. Além de servir para estudos cronoestratigráficos, esses isótopos também auxiliam em interpretações paleoambientais, já que aumentos bruscos imediatamente após as glaciações Sturtiana e Marinoana representam aumentos nas taxas de intemperismo químico dos continentes, coerentes com o rápido aumento na quantidade de dióxido de carbono postulado pela teoria do *Snowball Earth* (Halverson *et al.* 2010).

No que concerne à influência das glaciações neoproterozoicas sobre a biosfera, as primeiras versões do modelo *Snowball Earth* defendiam um cenário severo, adverso à vida (Hoffman *et al.* 1998). Entretanto, com o desenvolvimento dos conhecimentos sobre o paleoambiente neoproterozoico, hoje acredita-se que a espessura delgada das geleiras teria viabilizado a passagem da luz solar, utilizada para fotossíntese, o que manteria formas procariontes e eucariontes produtores, sustentando os ecossistemas. Outro fator relevante foi a alternância entre períodos glaciais e de efeito estufa, a qual teria favorecido gargalos evolutivos. Esse mecanismo evolutivo é aventado como uma das causas que teria favorecido a origem e a diversificação dos metazoários antes do último episódio glacial (Gaskiers), atestadas pelas evidências fósseis da biota de Ediacara e pela irradiação dos metazoários no Cambriano (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag, 2002; Saul & Schwartz, 2007).

1.2 *Slushball Earth*: Uma visão alternativa ao rigoroso clima do Neoproterozoico

O modelo do *Slushball Earth* foi proposto por Hyde e colaboradores (2000) e baseia-se em modelagens matemáticas, propondo que a Terra teria passado por condições ambientais semelhantes ao *Snowball Earth*; porém, em regiões oceânicas próximas ao

Equador, haveria áreas não congeladas, ou recobertas apenas por finas camadas de gelo. Nesse cenário, os organismos que fazem fotossíntese podiam sobreviver. Além de mostrar uma abordagem alternativa para a biosfera, esse cenário viabilizaria a manutenção do ciclo hidrológico, onde as geleiras cobririam 60% do oceano. Além disso, a temperatura global seria bem mais amena que a das condições de *Snowball Earth*, em média de 0°C comparada com a média inferida de -50°C no modelo *Snowball Earth* (Condon *et al.* 2002).

De acordo com o modelo *Slushball Earth*, variações moderadas nos níveis de CO₂ ou de metano (CH₄) poderiam gerar condições para o início e o fim das glaciações neoproterozoicas, seguidas por um período de efeito estufa curto e não tão extremo quanto o proposto pelo modelo de *Snowball Earth* (Hyde *et al.* 2000).

A argumentação de Hoffman & Schrag (2002) rebateu esses dados para a sustentação de eventos glaciais de longa duração que só seriam possíveis com o recobrimento total dos oceanos e dos continentes por uma capa de gelo, favoráveis à manutenção do índice de albedo. Outro argumento levantado por esses autores contra o modelo de *Slushball Earth* é o de que a formação de capas carbonáticas e as estruturas sedimentares associadas a mudanças climáticas rápidas e formadas sob condições de temperatura extrema não podem ser explicadas em um cenário de congelamento parcial dos oceanos.

1.3 Evidências de glaciações Neoproterozoicas no registro geológico do Brasil

No Brasil, há registros das três glaciações neoproterozoicas, evidenciadas em unidades sedimentares do Centro-Oeste brasileiro. No Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, está registrada a glaciação Marinoana (Boggiani *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003; 2007; Babinski *et al.* 2013), evidenciada pelos diamictitos da Formação Puga na Faixa Paraguai, e na porção norte da faixa, no estado do Mato Grosso, capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, base do Grupo Araras, que sobrepõe os diamictitos da Formação Puga. Estratigraficamente acima do Grupo Araras, ocorre a Formação Serra Azul, evidenciada por diamictitos e siltitos, que unidos aos dados quimioestratigráficos e

com idade de 580 ± 2 Ma, obtida por U-Pb, é interpretada como uma capa carbonática do episódio Gaskiers, há 580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007).

A Formação Sete Lagoas na Faixa Brasília (parte inferior do Grupo Bambuí), em Minas Gerais e em Goiás, foi datada em 740 ± 22 Ma pelo método Pb-Pb (Babinski *et al.* 2007), que, por sobrepor os diamictitos da Formação Jequitai e por seu conteúdo quimioestratigráfico, foi interpretada como uma capa carbonática pós-Sturtiana depositada no Criogeniano (Alvarenga *et al.* 2007). Posteriormente Caixito e colaboradores (2012) reinterpretaram a quimioestratigrafia (C e Sr) e junto da ocorrência de capa carbonática dolomítica com *cementstones* de aragonita e microbialitos, típicos da capa carbonática Marinoana (635 Ma), e propuseram que toda a Formação Sete Lagoas se depositou desde o início do Ediacarano.

Posteriormente Warren e colaboradores (2013) relataram fósseis de metazoários (*Cloudina* sp. e *Corumbella* sp.), na parte superior da Formação Sete Lagoas. *Cloudina* é um fóssil guia para o final do Ediacarano, o que sugere que a porção superior da Formação Sete Lagoa foi depositada ao final do Ediacarano. Apesar da interpretação dos autores para a parte superior da Formação Sete Lagoas como final do Ediacarano, a mesma interpretação não se aplica obrigatoriamente ao momento de deposição para a base da formação, que teria se depositado no começo do Ediacarano.

1.4 O contexto dos microbialitos em capas carbonáticas Neoproterozoicas

1.4.1 Definição do Termo Microbialito - Um século para uma definição abrangente para estas estruturas biossedimentares

O termo *estromatólito* foi cunhado por Ernest Kalkowsky, em 1908, para descrever estruturas do Triássico Inferior no calcário de Buntsandstein na Bacia de Subhercyan, na Alemanha. O termo reúne o prefixo grego *stroma*, que significa “camada” e o sufixo *lithos* que significa “rocha” (Awramik, 1991). Porém, no século XIX, trabalhos sobre estruturas semelhantes já tinham sido publicados. Por exemplo, Hofman (1826- apud Grey *et al.* inédito) e Orsted (1842- apud Grey *et al.* inédito) descreveram depósitos

laminados em sedimento siliciclástico, posteriormente atribuídos a esteiras microbianas (Fenchel *et al.* 1998). Em 1883, Hall caracterizou estruturas sedimentares em rochas da área de Saragota Springs, Estado de New York, e inferiu que foram construídas por algum animal desconhecido, classificando-as como *Cryptozoon proliferum* (Grey *et al.* inédito).

Autores como Cohn (1864), Kalkowsky (1908), entre outros, sugeriram a contribuição de algas e cianobactérias na formação de depósitos biossedimentares. Em 1914, Walcott descobriu restos de cianobactérias coccoidais e filamentosas em estromatólitos, e comparou esses microfósseis com cianobactérias modernas associadas a depósitos carbonáticos em lagos. Nesse trabalho, Walcott concluiu que os estromatólitos eram produzidos por cianobactérias que precipitavam o carbonato de cálcio (Awramik, 1991; Grey *et al.* inédito). Em 1927, Pia publicou sua monografia na qual agrupa diferentes estruturas biossedimentares no termo *Porostromata* (Grey *et al.* inédito).

No entanto, a origem biológica dessas estruturas biossedimentares foi contestada até a década de 30, quando os primeiros estromatólitos modernos foram documentados nas Bahamas. Black (1933) reportou estruturas constituídas, principalmente, de cianobactérias filamentosas dos gêneros *Schizothrix* e *Phormidium* na Ilha de Andros, Bahamas, e notou que essas esteiras microbianas formavam um tapete na interface água/sedimento, o qual sobrevivia a episódios de sedimentação, crescendo verticalmente através do sedimento (Grey *et al.* inédito). A partir do trabalho de Black (1933), vários outros foram publicados interpretando estromatólitos do Pré-Cambriano como biogênicos e marinhos; porém, a forma macroscópica dessas estruturas era diferente da relatada no Pré-Cambriano (Schopf, 1994).

Apenas a partir da década de 50, estruturas biossedimentares com formas semelhantes à do registro fóssil foram encontradas. Logan (1961) descreveu estromatólitos que ocorrem em Shark Bay, Austrália. Sua forma macroscópica de grandes domos e colunas serviu como análogo moderno para determinar as condições físicas e biológicas que construíam e moldavam os estromatólitos pretéritos (Figura 1.5) (Logan *et al.* 1964).

Figura 1.5 Estromatólitos de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália. Colunas nos microbialitos são de ~25 cm de altura. Em detalhe estão diferentes comunidades de cianobactérias que compõem a comunidade do microbialito.

Outra localidade moderna onde foram encontrados microbialitos é a Laguna Mormona, na Baja California, México. Estudos realizados por Horodyski e colaboradores (1975) e Horodyski (1977) não apenas descreveram os depósitos biossedimentares em laminitos microbianos e estruturas trombolíticas, como também propuseram que os processos físico-químicos que ocorriam nesses microbialitos modernos seriam análogos a processos pretéritos, tais como os efeitos de episódios de inundação e de mudança da profundidade da água na laminação dos microbialitos.

A partir da década de 70, ficou evidente na comunidade científica a importância dessas estruturas biossedimentares, tanto para entender processos atuais (e.g. precipitação de dolomita, ecologia de comunidades bentônicas), quanto para entender ambientes pretéritos. Porém, um consenso em relação ao significado do termo “estromatólito” não existia; por isso, foram propostas diversas definições para o termo (Doemel & Brock 1974; Awramik & Margulis, 1974; Krumbein, 1983; Riding, 2000; Riding, 2011, entre outros).

As pesquisas durante o último século revelaram muitos detalhes em relação à natureza e à história dos estromatólitos. Entretanto, com a descoberta de diferentes estruturas (*e.g.*, estromatólitos, trombólitos, oncólito), a definição do termo “estromatólito” para classificar diferentes estruturas não era a mais adequada. Para contornar o problema, a partir da década de 60, uma série de termos para classificar as estruturas biossedimentares foram propostos (Riding, 2011). Aitken (1967) propôs o termo *cryptoalgas* para estruturas em rochas que se originaram através do aprisionamento de sedimento e da precipitação de carbonato pela atividade de algas não esqueletais. Posteriormente, Kennard & James (1986) propuseram o termo *cryptomicrobial* para estruturas formadas por cianobactérias.

Awramik & Margulis (1974) redefiniram o termo “estromatólito” referindo-se a estruturas biossedimentares, atuais ou preservadas em rochas, produzidas pela interação entre as atividades biológicas de comunidades microbianas bentônicas com o sedimento. No mesmo ano, Doemel & Brock classificaram “estromatólitos” como estruturas sedimentares com laminações resultantes de migração diferencial de microorganismos fotossintetizantes. Posteriormente, Krumbein (1983) definiu estromatólitos como estruturas laminadas fixas ao substrato, oriundas de atividade microbiana.

Em vista das definições conflitantes para termos similares, o vocábulo “microbialito” foi proposto por Burne & Moore (1987) e utilizado nesta tese, com significado semelhante ao que Awramik & Margulis (1974) propuseram para “estromatólitos”. De acordo com Burne & Moore (1987), microbialitos são depósitos biossedimentares que se formam como resultado de comunidades bentônicas microbianas, aprisionando e acumulando sedimento detrítico e formando o sítio para a precipitação mineral. Autores como Riding (2000) e Dupraz *et. al.* (2006) consideram a formação de microbialitos um processo biologicamente mediado e dependente do ambiente já que uma litificação precoce é essencial para a acreção e a preservação dessas estruturas. Portanto, microbialitos não são fósseis *sensu stricto*, mas sim icnofósseis macroscópicos, visto que são estruturas sedimentares macroscópicas reliquias de antigas esteiras microbianas litificadas (Chacón, 2010), e registram a interação entre esteiras microbiana e meio ambiente (Walter, 1977).

O termo “microbialito” é utilizado atualmente para descrever estromatólitos, trombólitos e estruturas similares cuja ocorrência, preservação está diretamente ligada ao

ion CO_3 (Riding, 2011). Os microbialitos são diferenciados por sua textura (*e.g.*, estromatólitos e oncólitos - textura laminada; trombólitos - textura grumosa ou em grumos, sem laminação) (Riding, 2000; Riding 2011).

1.4.2 Como se forma um microbialito?

Como acima exposto, os depósitos biossedimentares são formados pelo aprisionamento físico de sedimentos detríticos, pela precipitação mineral nas esteiras microbianas e pelo crescimento das comunidades. De acordo com Grotzinger & Knoll (1999) foram identificados três processos para a formação dos depósitos biossedimentares: (i) o crescimento das esteiras microbianas, (ii) deposição sedimentar e (iii) a precipitação mineral.

Um requisito primordial para a formação de um microbialito é a colonização de um substrato por uma comunidade fundadora (normalmente bactérias ou cianobactérias). Após a colonização da superfície toda a comunidade continua a se estabilizar no substrato através da produção de EPS (substância extracelular polimérica) ou biofilme (Reid *et al.* 2000). EPS ou biofilme são estruturas polissacarídicas complexas que contêm enzimas, lipídios, DNA extracelular, proteínas, ácidos nucleicos. Os biofilmes são estruturas adesivas que junto das comunidades formam a esteira microbiana (Dupraz *et al.* 2009). O biofilme possui diversas funções dentro da esteira microbiana, como, por exemplo, transporte de nutrientes, ser hidrolisada e digerida pela comunidade em períodos de escassez de nutrientes e servem como proteção contra raios UV, formando um filtro para as comunidades (Dupraz *et al.* 2009).

As comunidades não ficam fixas no biofilme, mas movem-se em seu material viscoso, porém são comumente divididas em zonas, de acordo com seus processos metabólicos. No topo dos microbialitos, ocorre a zona de crescimento (Figura 1.6). Ela é comumente formada por cianobactérias, que são microorganismos do domínio das bactérias, simples, não nucleados e compostos por células com pouca variedade intraespecífica. Possuem várias formas, sendo as mais comuns: coccoidal, elipsoidal e filamentosa. São a primeira evidência, no registro fóssil, de organismos capazes de

produzir oxigênio através de fotossíntese e o consumir através da respiração aeróbica (Grotzinger & Knoll, 1999; Schopf, 2001).

As cianobactérias são elementos-chave para a formação dos microbialitos. Esses procariontes compõem uma densa esteira na interface água/sedimento, pois demandam luz solar tanto para a realização de fotossíntese, através da clorofila alfa, quanto para a produção de EPS, que é responsável pela aderência de sedimentos detríticos em camadas, formando a unidade básica do microbialito: a laminação (Grotzinger & Knoll, 1999; Riding, 2000, 2011; Schopf, 2001). Através da mucilagem, as cianobactérias são capazes de deslizar em direção à fonte de luz ou afastar-se dela para proteção; essa movimentação é chamada de movimento fototático. Devido a esse deslizar, as cianobactérias filamentosas enrolam-se, conferindo a esteiras microbianas uma textura emaranhada (Grotzinger & Knoll, 1999). O oxigênio produzido na esteira é utilizado pelas cianobactérias ou por bactérias aeróbicas que habitam essa zona; enquanto que o oxigênio restante é liberado na atmosfera (Margulis *et al.* 1981; Schopf, 1992).

Logo abaixo das esteiras de cianobactérias, existe a zona intermediária, a qual apresenta espessura de poucos milímetros, composta de bactérias fotossintetizantes não produtoras de oxigênio e microorganismos aeróbicos facultativos. As bactérias na zona intermediária absorvem a luz do sol em comprimento de onda diferente das cianobactérias, cuja absorção da luz solar é realizada pela bacterioclorofila e por outros pigmentos. É nessa zona que a litificação precoce dos estromatólitos ocorre (Horodyski *et al.* 1975; Margulis, *et al.* 1981; Schopf, 2001; Riding, 2011). O oxigênio da zona intermediária é raro, e é consumido em sua totalidade pelos microorganismos aeróbicos facultativos (Schopf, 2001).

A zona anóxica é a zona mais basal de um microbialito. Possui centímetros de espessura, e é caracterizada pela presença de bactérias e de arquea-anaeróbicas obrigatórias; incluem organismos quimiotróficos que reduzem sulfato e produzem metano, o que deixa no registro geológico um sinal isotópico típico desses organismos. (Margulis *et al.* 1981; Grotzinger & Knoll, 1999; Schopf, 2001).

Figura 1.6 Esteira microbiana recente com a disposição das comunidades de acordo com o tipo de metabolismo. (Foto modificada de Kurt Hanselmann, extraída de Caleffo, 2014).

O movimento fototático dos organismos que compõem as comunidades dos estromatólitos é a causa principal para a formação de laminação pelo aprisionamento de sedimento. Quando em condições ambientais constantes, a zona de crescimento mantém sua forma pois a matéria orgânica, a mucilagem e as cianobactérias são degradadas (Grotzinger & Knoll, 1999). Se o sedimento recobre o estromatólito e bloqueia a luz, as cianobactérias podem migrar através do sedimento para colonizar acima dessa camada. Se as cianobactérias não conseguem transpassar a camada de sedimento, a colônia morre soterrada, podendo o sedimento ser colonizado por outra colônia de cianobactérias. Com a migração e a colonização da nova camada de sedimento pelas cianobactérias da zona de crescimento, os microorganismos que habitam a zona intermediária colonizam a camada disponível. Os microorganismos da zona anóxica também migram para a camada antes habitada pelos microorganismos da zona intermediária, e as bactérias e os arquea-anaeróbicos degradam qualquer matéria orgânica disponível em suas atividades metabólicas (Schopf, 2001).

A composição da textura e da espessura vai depender dos agentes hidrodinâmicos que depositaram os sedimentos (e.g. marés, tempestades, furacões); tais agentes exibem diferentes frequências, capacidades e, provavelmente, cada um deles atrairá partículas de

sedimento detrítico de áreas e de fontes diferentes. Posteriormente, a superposição desses eventos produzirá diferentes ordens de laminação, agrupadas em ciclos (Monty, 1976).

Além da resposta fotostática, Monty (1976) compilou outros modos que os estromatólitos podem gerar laminação:

- Mudança da espécie dominante:esteiras estromatolíticas contêm, normalmente, diferentes populações dominantes de cianobactérias que não se reproduzem ao mesmo tempo e nem nas mesmas condições. Isso aumenta a adaptabilidade da comunidade ao meio. Além disso, a diferença periódica de organismos produz uma laminação diferenciada.

- Crescimento interno:em ambientes hipersalinos, as cianobactérias da camada superior da zona de crescimento do estromatólito ficam fortemente pigmentadas para proteger as células de extrema insolação e evaporação excessiva. Nesses casos, observa-se que ocorre o empilhamento de lâminas abaixo dessa camada superior podendo modificar sua forma macroscópica.

- Calcificação periódica de cianobactérias formadoras de estromatólitos:em alguns estromatólitos, a litificação precoce ocorre em partes do microbialito, enquanto, em outros momentos, a litificação pode ocorrer simultaneamente na esteira. Monty (1976) considera esses eventos como evidências de alternância de espécies dominantes no estromatólito.

- Precipitação de cristais com hábitos diferentes: modificação periódica na química local do mar e consequente precipitação de cristais com hábitos diferentes.

- Alinhamento de partículas: em estromatólitos dômicos, o sedimento detrítico que se deposita nos flancos do estromatólito sofre maior ação da gravidade. Com isso, as partículas grandes de sedimento tendem a ficar alinhadas nos flancos dos estromatólitos.

Um componente comum na laminação dos estromatólitos é a ocorrência de janelas, poros primários não sustentados pelos grãos. Janelas paralelas ao acamamento, são chamadas de *janelas laminares*. Estes poros podem ocorrer, em estromatólitos, devido a diferentes processos (Monty, 1976; Bosak *et al.* 2009). Entre eles está a formação de gases dentro do estromatólito durante a fotossíntese, que distorcem as esteiras microbianas (Figura 1.7), ou pela decomposição da matéria orgânica, que pode criar bolhas dentro da mucilagem da superfície do estromatólito (Bosak *et al.* 2009).

Mudanças locais significativas de pH e na concentração de CO₂ originadas pelas comunidades bentônicas no estromatólito, podem resultar em dissolução do carbonato dentro da estrutura.

Figura 1.7 Estromatólitos cônicos do tipo *Conophyton*, onde fenestras encontram-se preferencialmente na zona axial, a região onde as cianobactérias filamentosas estão em maior quantidade, realizando fotossíntese, seta em B indica fenestras. Escala-2 mm. (Extraído de Bosak *et al.* 2009).

Outro importante modo para o crescimento dos microbialitos é a precipitação mineral para o crescimento das bioconstruções. Calcificação é o termo utilizado para a referir-se à precipitação de minerais carbonáticos nas esteiras microbianas (e.g. dolomita, calcita, aragonita) (Chacón, 2010). De acordo com Dupraz e colaboradores (2009) a precipitação em esteiras microbianas pode ocorrer de duas formas: Mineralização inorgânica, e organomineralização.

A mineralização inorgânica ocorre com a precipitação sem controle por ação biológica, na presença ou na ausência das comunidades bentônicas. Por exemplo, Bosak e colaboradores (2004) produziram estruturas semelhantes à peloides em laboratório por controle de condições específicas de temperatura, pH e supersaturação em CaCO₃. Outro exemplo é a precipitação de travertinos, que ocorre através da mineralização inorgânica de águas alcalinas supersaturadas em CO₂ e que são aquecidas de modo geotérmico (Riding, 2000). Porém travertinos ocorrem com texturas diferentes se precipitados com a presença de comunidades de organismos bentônicos.

De acordo com Perry *et al.* (2007) organomineralização é qualquer precipitação mineral através da ação de organopolímeros e componentes não biológicos, sem o controle estritamente biológico ou a formação de esqueletos ou conchas. Quando a atividade metabólica das comunidades pertencentes a esteira microbiana induz a precipitação mineral é chamada de organomineralização (Dupraz *et al.* 2009).

Diversas observações enfatizaram o papel de organismos heterotróficos em esteiras microbianas para a precipitação de carbonato de cálcio (CaCO_3) em ambientes recentes e pretéritos, promovidas por bactérias redutoras de sulfato durante a litificação da esteira (Vasconcelos *et al.* 2006; Nedelec *et al.* 2007; Font *et al.* 2010) ou na micritização das esteiras microbianas ou na formação de grumos peloidais (Riding, 2000; Turner *et al.* 2000). Em laboratório Bosak e colaboradores (2003) identificaram o metabolismo de bactérias redutoras de sulfato influencia positivamente as taxas de precipitação de carbonato mesmo em ambientes supersaturados em carbonato de cálcio, que precipitaria esse carbonato de modo inorgânico, e que as células mortas, dentro das esteiras microbianas são os sítios de nucleação para a rápida nucleação do carbonato.

1.4.3 Principais Morfotipos de Microbialitos- Oncólitos, Trombólitos e Estromatólitos

Os microbialitos são diferenciados por suas formas macroscópica e mesoscópica (Riding, 2000; Srivastava, 2004; Riding, 2011). De acordo com Hofmann (1969) e com modelos atuais (Riding, 2011; Bosak *et al.* 2013), a morfologia macroscópica dos microbialitos tem origem na interação entre o ambiente e as esteiras microbianas. Por isso, o estudo dos estromatólitos pretéritos revela informações sobre o meio em que essas estruturas se formaram, bem como sobre as comunidades responsáveis por sua construção. A morfologia macroscópica reflete os fatores ambientais atuantes durante a formação do microbialito, ao passo que as morfologias mesoscópica e microscópica indicam interações do próprio ecossistema microbiano com o meio ambiente (Bosak *et al.* 2013).

São três os principais tipos de microbialitos: oncóides, trombólitos e estromatólitos.

1.4.3.1 Morfotipo: Oncóides

Oncóides são estruturas laminadas de forma subesférica, ovoide, lobada ou achatada, com laminação concêntrica. Crescem soltos e móveis na interface água/sedimento e na coluna d'água, e atingem tamanhos entre 1 mm à 6cm (Hofmann, 1969; Burne & Moore, 1987). A rocha constituída pelo acúmulo de oncóides é chamada de oncólito.

Este morfotipo é composto de um núcleo (mononucleado) ou de dois ou mais núcleos (polinucleado) de naturezas diversas e um envelope laminados, alternando entre lâminas claras e escuras compostas, principalmente, por cianobactérias filamentosas (Dahanayake, 1977). São típicos, mas não exclusivos, de ambientes de alta energia hidrodinâmica (Fluguel, 2010).

O núcleo pode ser formado tanto por minerais quanto por bioclastos, ou até por intraclastos, como oncóides menores ou fragmentos de estromatólitos ou trombólitos. Porém, muitas vezes, o núcleo e sua origem são difíceis de se reconhecer (Folk, 1965). O formato e o tamanho do núcleo influenciam na forma do oncóide.

A laminação concêntrica desses microbialitos pode apresentar diferentes zonas de crescimento. Por exemplo, o oncóide pode depositar-se no substrato, e uma zona de crescimento preferencial é formada. Com a constante movimentação do oncóide no substrato, novas zonas de crescimento são formadas (Weiss, 1969).

1.4.3.2 Morfotipo: Trombólito

O termo “trombólito” vem da junção das palavras gregas *thrombos*, que significa “grumos” e *lithos*, que significa “rocha”. São depósitos microbianos bentônicos carbonáticos com forma macroscópica semelhante a estromatólitos, porém sem laminação interna, caracterizados por uma textura grumosa (Figura 1.8) (Aitken, 1967;

Riding, 2000; Riding, 2011). Ocorrem principalmente em ambientes rasos e de alta energia (Riding, 2011) e são diferenciados em dois tipos: trombólitos formados a partir de microorganismos calcificados e trombólitos em aglutinações “grossas” (Riding, 2000; Riding, 2011).

Figura 1.8 Forma macroscópica de trombólitos, parte escura da rocha, do Grupo Araras fotografado em campanha de campo na região da cidade de Nobres, Mato Grosso. Foto cedida por Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA).

Os trombólitos consistem em grumos de cristais de carbonatos, formados por organismos calcimicrobianos, cercados por sedimento detrítico. Microfósseis calcificados, entre eles os filamentosos de *Girvanella* e as colônias botroidais coccoidais de *Renalcis* são comuns em recifes desse tipo de microbialito a partir do Cambriano (Figura 1.10) (Riding, 2000; Kennard & James, 1986; Frasier & Corsetti, 2003).

Estruturas trombolíticas com aglutinações grossas são conhecidas apenas no Neogeno e são descritas por Aitken (1967) como “trombólitos-estromatólitos”. Pouco se sabe sobre o desenvolvimento desse tipo de microbialito, porém, suspeita-se estar relacionado a esteiras de cianobactérias e algas que aprisionam o sedimento grosso. Sabe-se que algumas esteiras modernas de cianobactérias, principalmente as dominadas por cianobactérias cocóides *Entophysali*, produzem texturas não laminadas, ou pobremente

laminadas, semelhantes a esse tipo de trombólito (Figura 1.9) (Horodyski et al. 1975). Autores como Logan (1964) descreveram os microbialitos de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália, como esse tipo de associação.

Figura 1.9 Laminação de microbialitos modernos da Lagoa Mormona, Baja California, México. Notar o aspecto grumoso, não laminado, do microbialito (a) e as várias fenestras (f). GSC significa *hardground* cimentado por gipsita. (Extraído de Horodyski et al. 1975).

1.4.3.2 Morfotipo: Estromatólito

Estromatólitos originam-se associados ao substrato, com limites tridimensionais, da estrutura, bem definidos e são caracterizados por laminação que varia de alguns micrometros até alguns centímetros (Riding, 2000; Riding, 2011). Schopf (2001; 2003) caracteriza estromatólitos como comunidades ecológicas autocontidas, formando um ecossistema de microorganismos aeróbicos e anaeróbicos, predadores e presas. A compilação de informações sobre as esteiras microbianas atuais demonstra que os estromatólitos são comunidades ecológicas, por vezes, autossuficientes (Margulis *et al.* 1981; Schopf, 1992).

A forma de crescimento dos estromatólitos pode ser variada em função do organismo e do ambiente em que ele se forma (Hofmann, 1969, Riding, 2011). O estilo de laminação nos estromatólitos também reflete fatores biológicos, físicos e sedimentológicos. O empilhamento da laminação pode ser distinguido da seguinte forma: laminação repetida – superposição de laminação de natureza similar; laminação alternada ou bimodal – alternância de dois tipos de laminação, com textura ou mineralogia diferentes; e laminação ciclotêmica – sucessão de, pelo menos, três tipos diferentes de laminação (Monty, 1976).

Sua zona de crescimento tende a seguir o contorno da camada subjacente, porém eventualmente a morfologia da laminação pode mudar em função de eventos que levam à interrupção de sua continuidade e/ou mudanças em seu relevo. Logan *et al.* (1964) classificou as formas de estromatólitos com base na geometria em três tipos, a saber: (i) estromatólitos LLH ou domos lateralmente interligados, que podem ser da forma C domos próximos, e forma S, que são domos espaçados; (ii) estromatólitos SH ou estromatólitos colunares e pseudocolunares; e (iii) SS correspondente aos oncóides. Posteriormente, Grotzinger (1989) revisou este trabalho e caracterizou as diferentes formas de estromatólitos de acordo com seu ambiente de ocorrência, sugerindo um padrão de ocorrência de acordo com o ambiente deposicional (Figura 1.10).

Figura 1.10 Morfologia dos estromatólitos em função do ambiente sedimentar (Traduzido de Grotzinger, 1989).

1.4.4 O registro de microbialitos até o fim do Pré-Cambriano

Microbialitos são os mais antigos registros biosedimentares, que demonstram as interações ecológicas complexas com o sedimento desde o Arqueano (Chacón, 2010) e as comunidades bentônicas que construíam e habitavam os microbialitos e foram as responsáveis por mudanças drásticas na biosfera (e.g. Grande evento de oxigenação).

Estas estruturas ocorrem no registro geológico há pelo menos 3,5 Ga, no Strelley Pool Chert, no Cráton de Pilbara, Austrália, como laminações finas contínuas e em formas cônicas e textura espática (Hofmann *et al.* 1999). Apesar da biogenicidade destas

estruturas ter sido fonte de debate, a origem biogênica para estas estruturas ainda é comumente aceita (Hofmann *et al.* 1999; Allwood *et al.* 2006; Bosak *et al.* 2013) e defendida como uma das mais antigas evidências da vida no planeta (Schopf, 1994).

Diante da ausência tanto de metazoários como de relações tróficas de competição e de predação com organismos complexos, seu registro tornou-se mais amplo e importante no Pré-Cambriano (Awramik, 1991). A abundância e a diversidade morfológica de microbialitos aumentaram rapidamente durante o final do Arqueano, mas foi no Proterozoico que esses vestígios tiveram seu auge (Figura 1.11) (Semikhatov & Raaben, 1996). Embora 2,5 Ga separem as primeiras evidências de estromatólitos do máximo de sua abundância no planeta, sua morfologia foi conservada, ou seja, as formas arqueanas, encontradas no continente africano, assemelham-se às formas proterozoicas encontradas na Austrália (Awramik, 2006).

Figura 1.11 Abundância de morfotipos de estromatólitos no tempo geológico, compilado a partir de Awramik, 1991; Riding, 2006; Hoffman & Li, 2009. (Modificado de Fairchild & Sanchez, 2015).

Durante a era Neoproterozoica (1000 a 542 Ma), os microbialitos que dominavam o planeta foram substituídos no registro geológico por diversas comunidades de metazoários e por outros eucariontes (Awramik, 1991). Para compreender o declínio da abundância e a distribuição geográfica dos microbialitos, foi sugerido que ao final do Neoproterozoico, surgiram predadores (metazoários) e macroalgas, os quais concorriam

por espaço com microbialitos (Awramik, 1971, 1991; Walter & Heys, 1985). Outros autores (Grotzinger, 1989; Grotzinger 1990) sugeriram que o declínio dos microbialitos teve como importante fator o declínio gradual do estado de saturação do carbonato oceânico que reduziu a abundância de microbialitos durante o Proterozoico.

Por sua vez Fedokin (2003) e Riding (2006) discordaram da ideia de que a predação por metazoários possa ter causado o declínio da abundância de estromatólitos no fim do Neoproterozoico. Fedokin (2003) argumentou que evidências paleontológicas diretas não foram encontradas para sustentar essa hipótese. A presença de metazoários (*e.g. Cloudina*) com microbialitos (trombólitos e estromatólitos) tem sido verificada para vários continentes no final do Ediacarano (Grotzinger *et al.* 2000; Grotzinger *et al.* 2005; Warren *et al.* 2012; 2014; Cai *et al.* 2013; Kerber, 2015). Ao mesmo tempo estudos com esteiras microbianas recentes demonstraram que essas comunidades bentônicas liberam toxinas letais ao zooplâncton e a metazoários, ou que podem reduzir o número de descendentes de organismos que se alimentam dessas comunidades.

Riding (2006; 2011) sugeriu que o declínio da abundância dos microbialitos não condiz com o aparecimento de metazoários no registro fóssil, pois, enquanto os metazoários apresentavam grande abundância e diversidade, ocorreu também um aumento na abundância de microbialitos, indicando que talvez a causa para o declínio seja um conjunto de fatores físico-químicos.

1.4.5 Microbialitos em capas carbonáticas Esturtianas e Marinoanas

Como exposto no item 1.1 as capas carbonáticas são depositadas subsequentemente as glaciações Neoproterozoicas. A gênese das capas carbonáticas está relacionada com o fim das glaciações Neoproterozoicas. Como atividade vulcânica nunca cessou durante as glaciações, o CO₂ aumentou gradualmente na atmosfera (Hoffman & Schrag, 2002). Além disso, a desestabilização de depósitos de metano aprisionado no *permafrost* pode ter contribuído para o aumento da concentração de gases de efeito estufa (Kennedy *et al.* 2001), que atingiu níveis críticos de aproximadamente 1000 vezes comparado ao nível atual (Hoffman & Schrag, 2002). Sanjofre e colaboradores (2011), por outro lado, discordam de que o CO₂ foi o causador do acúmulo do efeito estufa.

Através da análise dos níveis de pCO_2 , eles concluíram que os carbonatos depositados na capa carbonática de Mirassol D'Oeste são menores do que o esperado de acordo com o modelo proposto por Hoffman *et al.* (1998) e Hoffman & Schrag(2002), sugerindo, que pelo menos para a glaciação Marinoana, outros gases (*e.g.* metano) seriam os causadores do efeito estufa.

Devido ao efeito de estufa, formado pelo acúmulo de gases estufa durante a glaciação, a temperatura média global aumentou para cerca de 50° C, o que proporcionou um ciclo intenso de evaporação e precipitação de carbonato de cálcio (Hoffman & Schrag, 2002). O intenso processo de intemperismo em porções continentais aumentou a entrada de íons de HCO_3^- nos oceanos que levou a uma precipitação intensa de carbonatos, em especial nas zonas mais quentes, levando à formação de capas carbonáticas (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag, 2002).

Com a transgressão do mar causada pelo degelo pós-glacial, as novas áreas inundadas (*e.g.* áreas de costa) formaram ambientes propícios para a formação de microbialitos, por isso estromatólitos são estruturas comuns entre as fácies típicas de capas carbonáticas Esturtianas e Marinoanas, com maior abundância de ocorrências e formas na capa carbonática Marinoana (Bosak *et al.* 2013; Sanchez, 2015). As formas mais comuns em capas carbonáticas são os laminitos microbianos de diferentes tipos (*e.g.* estratiformes, dômicos). Considera-se que estas estruturas são formadas abaixo do nível de base de onda de tempo bom, pois ocorrem em ambientes transgressivos e as formas das estruturas biossedimentares são susceptíveis a ação da hidrodinâmica. Em grande parte das exposições, não existem evidências de ação de onda ou corrente, intraclastos ou evidências de exposição subaérea indicativos de que estes microbialitos se formaram em outros ambientes (Nogueira *et al.*; 2003; Corsetti & Grotzinger; 2005; Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013).

Em capas carbonáticas Esturtianas, os laminitos microbianos ocorrem bruscamente acima dos depósitos glaciais (diamictitos) da Formação Rasthof, Namíbia (Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013). Nestes laminitos ocorrem estruturas de *roll-up* e a gênese destas estruturas em ambientes siliciclásticos recentes é relacionada a fragmentos de esteira microbiana deformadas ou fragmentadas pela ação de correntes (Schieber *et al.* 2007). Porém, na Formação Rasthof, estas estruturas são interpretadas como estruturas formadas através do escape de fluidos próximo da interface água-sedimento em esteiras

pré-litificadas. Durante a litificação precoce parcial, algum fluido (*e.g.* água durante a compactação e litificação do carbonato) escapa pelos pontos de fraqueza da estrutura bissedimentar, criando diques e espaços vazios, truncando e dobrando a laminação pré-litificada (Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013). A deformação das esteiras microbianas e a fluidização pode estar relacionada também com falhas sinsedimentares e eventos sísmicos que ocorreram durante a deposição da Formação Rasthof (Hoffman & Halverson, 2008; Bosak *et al.* 2013).

Nos depósitos de capas carbonáticas da glaciação Marinoana (evento Marinoano) são descritas três fácies típicas de estromatólitos (Bosak *et al.* 2013), estromatólitos alongados, estromatólitos associados a estruturas tubulares (chamados de *tubestone stromatolites*) e megamarcas onduladas, chamadas originalmente de *tepee like structures* (Hoffman & Scharag, 2002; Nogueira *et al.* 2003), reinterpretadas como *giant wave ripples* (Allen & Hoffman, 2005). Entretanto, Sanchez (2015) compilou dados de capas carbonáticas Marinoanas (a partir de Hoffman & Li, 2009) e relatou uma diversidade maior do que inferido por Bosak *et al.* (2013), com nove formas distintas de estromatólitos. Esta abundância de formas pode estar relacionada com duas hipóteses: A primeira é que é necessário confirmar o caráter glacial de todas as formações listadas por Hoffman & Li (2009) para assegurar esta abundância de formas. A segunda é de que com a transgressão do nível do mar e a rápida deposição dos carbonatos da capa carbonática (Nogueira *et al.* 2003) as comunidades bentônicas encontram ambientes livres para a colonização e este rápido restabelecimento, sugere uma breve recuperação dos ecossistemas após as grandes glaciações do Neoproterozoico.

Portanto o estudo dos microbialitos em capas carbonáticas é necessário para entender como estas estruturas biossedimentares se formaram durante a pós-glaciação, o que pode nos revelar como se deu a recuperação da biota e a recolonização dos ambientes após as glaciações. Além disso os microbialitos registram em suas formas como era a hidrodinâmica destes ambientes, revelando também as condições ambientais que os microbialitos se desenvolveram.

Capítulo 2- Contexto Geológico – A Faixa Paraguai e os grupos Araras e Corumbá nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul- Brasil

2.1 Considerações Gerais - Faixa Paraguai

Os pontos visitados neste estudo afloram na Faixa Paraguai (Figura 2.1), uma faixa de dobramentos neoproterozoica ao sul do Cráton Amazônico, que se estende em forma de arco com orientação N-S no segmento sul e NE-SW no segmento norte, com concavidade para SE. Localiza-se em território brasileiro nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Boggiani & Alvarenga, 2004; Tohver *et al.* 2010), com extensão de 1500 km e 300 km de largura. Sua origem está ligada à colisão de três paleocontinentes, o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton São Francisco-Congo a leste e o Cráton Rio de La Plata ao sul, e ao fechamento do Oceano Clymene ao final do Ciclo Orogenético Brasileiro/Pan-Africano, durante o Cambriano inferior (Trompette, 1997; Cordani *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2010) (Figura 2.2). Intrusões graníticas de 518-500 ocorrem na Faixa Paraguai (Granito São Vicente) devido a eventos distensivos posteriores.

A idade do fechamento da Faixa Paraguai e a presença ou ausência de uma litosfera oceânica é uma questão em debate. Resultados paleomagnéticos e geocronológicos indicam que durante o Ediacarano inferior o Cráton Amazônico era parte do continente Laurentia, os o crátons São Francisco e Rio de la Plata eram separados pelo oceano Clymene (Figura 2.2 B) (Tohver *et al.* 2010). Porém, Cordani e colaboradores (2013) sugeriram a existência de um extenso oceano, Goías-Pharusiam, que separava os blocos continentais, após a fragmentação do Rodinia. O fechamento deste oceano ocorreria devido a diversas e sucessivas colisões continentais a aproximadamente 600 Ma, amalgamando a porção oeste do Gondwana no final do Criogeniano. Evidências paleontológicas, como a ocorrência de Cloudinas e Corumbellas ao final do Ediacarano na Faixa Paraguai (Kerber, 2015; Pacheco *et al.* 2015) e evidências apresentadas nesta tese indicam a presença de um mar no Ediacarano na Faixa Paraguai, porém não contribuem para afirmar se ocorreria em um mar restrito ou um mar com comunicação com o oceano no período Ediacarano.

Figura 2.1 Mapa geológico da Faixa Paraguai em suas porções norte- estado do Mato Grosso e sul- Mato Grosso do Sul. 1- Pedreira Terconi; 2- Fazenda Santo Antônio; 3- Pedreira Emal-Camil; 4-5- Afloramentos na estrada Br-070; 6 – Porto Morrinhos; 7- Morraria do Sul; 8- Forte de Coimbra. (Adaptado de Alvarenga *et al.* 2000; Babinski *et al.* 2013).

A Faixa Paraguai é dividida em duas porções, porção Norte ou setentrional e porção Sul ou meridional, ambas as regiões apresentam em sua base exposição de diamictitos da Formação Puga (Alvarenga & Trompette, 1992; Boggiani *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003), sobrepostos por unidades carbonáticas na Faixa Paraguai Sul, representadas pelo Grupo Corumbá e na Faixa Paraguai Norte, ou Faixa Paraguai setentrional, representada pelos Grupo Araras que é sobreposto por siliciclásticos de origem continental do Grupo Alto Paraguai (Alvarenga & Trompette, 1992; Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010).

Figura 2.2 Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos (Modificado de Tohver *et al.* 2010, extraído de Rudnitzki, 2015). A- Abertura da margem do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para Oeste em 600Ma. B- Arranjo dos continentes ao fim do Ediacarano. Quadrado vermelho indica os três paleocontinentes que colidiram para a origem da faixa, o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton São Francisco-Congo e o Cráton Rio de La Plata ao sul. Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Árabe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de La Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA). C- Modelo de convergência entre os blocos continentais durante o evento Orogenético Brasileiro/Pan-Africano entre 600 e 540 Ma, concomitante ao fechamento do Oceano Clymene.

O início da deposição da cobertura sedimentar da Faixa Paraguai teria ocorrido entre 635 e 540 Ma, evidenciado por dados estratigráficos, paleontológicos (metazoários, metáfitos e microfósseis) e geocronológicos (Alvarenga *et al.* 2000, Nogueira *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010; Babinski *et al.* 2013). Embora a cobertura sedimentar da faixa varie consideravelmente, em termos de ambientes de sedimentação e de grau de deformação entre sua porção norte e sul, um padrão pode ser notado. Ao longo da faixa, observa-se a presença de diferentes unidades litoestratigráficas constantes: da base para o topo ocorre

uma unidade glacial, seguida de uma unidade carbonática, recoberta por uma unidade siliciclástica.

Na porção sul, a cobertura sedimentar inclui os diamictitos da Formação Puga, sobrepostos pelo sedimento siliciclástico e carbonático do Grupo Corumbá (Boggiani, 1997; Gaucher *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013). Na porção norte, a cobertura sedimentar inclui diamictitos glaciais da Formação Puga, sobrepostos pelos carbonatos do Grupo Araras, que, por sua vez, são sobrepostos pelo Grupo Alto Paraguai, de natureza siliciclástica (Alvarenga *et al.* 2000, Gaucher *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004; Nogueira & Ricommini, 2006, Boggiani *et al.* 2010).

2.2.1 Faixa Paraguai Sul-Grupo Corumbá

A unidade carbonática da Faixa Paraguai Sul, o Grupo Corumbá, possui aproximadamente 700 metros de espessura e sobrepõe a Formação Puga na região do Pantanal (Boggiani *et al.* 2006; Babinski *et al.* 2013); o Grupo Jacadigo ocorre na região da cidade de Corumbá (Freitas *et al.* 2011; Piacentini *et al.* 2013) e sobrepõe-se de modo discordante sobre as rochas ígneas do Bloco do Rio Apa e o Complexo Metamórfico Alto Tererê (Boggiani, 2010; Boggiani *et al.* 2010).

O Grupo Corumbá foi definido originalmente por Almeida (1945; 1965), e posteriormente dividido em cinco formações da base para o topo por Boggiani (1997) (Figura 2.3).

De acordo com Gaucher *et al.* (2003) e Boggiani *et al.* (2010), a deposição do Grupo Corumbá ocorreu em um sistema *rift-to-drift* que se desenvolveu acima da Formação Puga após a glaciação Marinoana (635 Ma). A parte inferior do grupo, formações Cadiueus e Cerradinho, representam a fase inicial de *rift*, seguida das formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus que representam a fase de *drift* de preenchimento da bacia de Corumbá.

1) Formação Cadiueus- parte basal Grupo Corumbá, possui aproximadamente 300 metros de espessura. Composto por ortoconglomerados, arcóseas e folhelhos ao topo da formação. Este depósito é interpretado como pós *glacial-outwash fans*;

2) Formação Cerradinhos: possui aproximadamente 150 m de espessura. Composta por arcóseos, arenitos com estratificação plano-paralela e *grainstones* com laminação cruzadas. Interpretada como fan-delta. Posteriormente à deposição desta unidade, ocorreu peneplanização que originou as superfícies planas onde a Formação Bocaina foi depositada;

3) Formação Bocaina: possui aproximadamente 100 m de espessura. Composta por dolomitos, estromatólitos abundantes, níveis oolíticos e pisolíticos e arenitos fosfatizados ao topo da sucessão. A deposição da Formação Bocaina se deu em uma rampa carbonática sujeita a correntes de ressurgência;

4) Formação Tamengo: possui aproximadamente 200 m de espessura. É composta por brechas intraformacionais com clastos de diferentes litologias, quartzo-arenitos, *rudstones* com clastos arredondados, *mudstones* calcíticos escuros, margas, ritmitos, *grainstones* oolíticos, *rudstones* oncolíticos e *rudstones* bioclásticos. É interpretada como deposição sedimentar em contexto transgressivo na borda da plataforma, com águas rasas a oeste e águas profundas a leste;

5) Formação Guaicurus: Possui aproximadamente 150 m. Composta de siltitos cinza. Representa o fim da deposição de sedimentos por afogamento do Grupo Corumbá e o fim da deposição carbonática do grupo.

Grãos de zircão detrítico dentro dos diamictitos da Formação Puga, na região de Morraria do Puga, Faixa Paraguai Sul, indicam uma idade máxima de deposição (U-Pb) de ± 706.9 Ma (Babinski *et al.* 2013), que é ligeiramente mais novo do que a idade proposta para a Glaciação Esturtiana. Por outro lado, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente -5 ‰ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7077 no carbonato que ocorre acima da Formação Puga, em Morraria do Puga, são consistentes com as assinaturas isotópicas de unidades pós Marinoanas (Babinski *et al.* 2013). Correlacionando a Formação Puga, na Faixa Paraguai Sul, com depósitos da Glaciação Marinoana e tentativamente associados aos

carbonatos que ocorrem acima na Formação Bocaina (Boggiani *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2013).

Próximo ao topo do Grupo Corumbá, na Formação Tamengo, o fóssil índice *Cloudina* (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985) restringe a porção superior do Grupo Corumbá ao final do Ediacarano, perto do limite Pre-Cambriano-Cambriano (Grant, 1989; Zaine, 1991). Essa idade é corroborada pela idade U-PB de 543 ± 3 Ma em cristais de zircão recuperados de tufas vulcânicas intercaladas com fácies carbonáticas que ocorrem *Cloudinas lucianoi* (Babinski *et al.* 2008).

Figura 2.3 Coluna estratigráfica esquematizada do Grupo Corumbá (Modificado de Leme *et al.* Submetido).

2.2.2 Faixa Paraguai Norte- Grupo Araras

Castelnau (1850 *apud* Nogueira, 2003) citou, pela primeira vez as rochas carbonáticas aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai, descritas na região de Nobres e Cáceres. Evans (1894 *apud* Nogueira, 2003) descreveu as rochas carbonáticas de Corumbá (MS), também aflorantes no segmento norte da Faixa Paraguai denominando-as “Araras Limestone” da cidade de Araras, atualmente reconhecida como Bauxi. Almeida (1984) e Alvarenga & Trompette (1994) correlacionaram “Araras Limestone” da Faixa Norte com as rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, aflorantes no segmento sul da faixa.

Posteriormente Almeida (1964) propôs a categoria de "grupo" para estes carbonatos, com duas formações, a inferior pelítica-carbonática e a superior de composição dolomítica. Em 1966, Hennies sugeriu para as formações inferior e superior do Grupo Araras os nomes Guia e Nobres. Alvarenga & Trompette (1992) apresentaram um perfil estratigráfico da Formação Araras na região de Mirassol D'Oeste, destacando uma unidade dolomítica em contato brusco com os diamictitos, interpretados como pertencentes à Formação Puga. Após a proposição destas unidades, o Grupo Araras foi descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomititos (Boggiani, 1997).

O Grupo Araras foi re-estudado por Nogueira (2003) que retomou a hierarquia estratigráfica originalmente proposta por Almeida (1964) e consolidou, ainda, as designações “Guia” e “Nobres” propostas por Hennies (1966). Além disso, Nogueira formalizou a nova estratigrafia do Grupo Araras (Nogueira & Riccomini 2006) no contexto dos eventos globais do Ediacarano (Nogueira *et al.* 2003; Trindade *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007).

O Grupo Araras é então dividido, medindo aproximadamente 600 metros, em quatro formações da base para o topo (Figura 2.4):

1) Formação Mirassol D'Oeste, unidade basal da sucessão carbonática, possui em sua seção tipo 16 metros de espessura. Recobre bruscamente os diamictitos da Formação Puga. É composta por dolomititos róseos interpretados como depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda com a formação da associação estrutura tubular- microbialitos abaixo da zona de tempestades;

2) Formação Guia com aproximadamente 150 metros de espessura, é constituída em sua base por pelitos e calcários cinzas a cinza escuros, com leques de cristal (pseudomorfos de aragonita) e folhelhos betuminosos. Em sua porção superior ocorrem ritmitos de calcário fino e folhelhos, com laminação cruzada *hummocky swaley*. A formação é depositada em plataforma mista, moderadamente profunda, dominada por ondas e supersaturadas em carbonato de cálcio;

3) Formação Serra do Quilombo, de aproximadamente 100 metros de espessura, é constituída de dolomitos arenosos e brechas carbonáticas de coloração cinza a cinza claro. Ocorrem em contato gradual com a Formação Guia, em sua base, com a mudança de calcário para dolomitos. A Formação Serra do Quilombo foi depositada em plataforma moderadamente profunda influenciada por tempestades;

4) Formação Nobres, topo do Grupo Araras, de aproximadamente 200 metros de espessura, é constituída de dolomitos finos e arenosos, microbialitos abundantes, arenitos brancos e pelitos avermelhados, interpretados como depósitos de planície de maré associada à *sabkha*.

Posteriormente Alvarenga e colaboradores (2007) propuseram a inclusão da Formação Serra Azul entre o Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai, constituída de diamictitos e siltitos interpretados como depósitos glaciais. Junto aos dados quimioestratigráficos de C e O, as interpretações foram vinculadas à glaciação Gaskiers à ~580 Ma (Figueiredo, 2010). Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos sotopostos a Formação Serra Azul sugerem o Ediacarano médio para estes carbonatos (razão de 0,7086). Os afloramentos da Formação Serra Azul são geograficamente distantes dos afloramentos descritos por Nogueira (2003) e Nogueira & Riccomini (2006) para o Grupo Araras, na região das cidades de Cáceres e Mirassol D'Oeste. Estudos mais detalhados devem ser realizados com os afloramentos desta nova Formação para posicioná-la estratigraficamente no contexto da Faixa Paraguai Norte. Porém, se esta sucessão se encontra acima do Grupo Araras, a idade máxima para os depósitos deste grupo é o Ediacarano médio.

A idade do Grupo Araras foi, a princípio, estabelecida com base em sua correlação estratigráfica com o Grupo Corumbá, ao sul, que contém metazoários dos gêneros *Corumbella* e *Cloudina*, descritos por Zaine & Fairchild (1987) típicos do final do

Ediacarano. Estes fósseis, somados a assembleia microfossilífera descrita por Gaucher e colaboradores (2003) indicam uma idade ediacarana.

Em 2006, Babinski e colaboradores utilizaram o método Pb/Pb em rochas da Formação Mirassol D'Oeste e obtiveram uma idade de 627 ± 32 Ma, por meio de isócrona de Pb-Pb. Romero e colaboradores (2012) dataram a Formação Guia, em afloramentos na região de Tangará da Serra, por meio de isócrona de Pb-Pb e obtiveram resultados semelhantes aos de Babinski e colaboradores (2006) com a idade de 622 ± 33 Ma.

A composição isotópica de O é mais sensível a alterações diagenéticas pós-deposicionais portanto com valores menores que -10 ‰ pode-se argumentar que o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ não é primário (Jacobsen & Kaufman, 1999). Por este motivo, os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ para a Formação Mirassol D'Oeste foram utilizados para avaliar se a qualidade do sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ é primário ou se foi alterado pela diagênese (Nogueira *et al.* 2007). Os valores de O obtidos para a capa carbonática variam de -4.9 a -6.3 ‰, que sugerem que os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam os valores primários da rocha. Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ na Formação Mirassol D'Oeste variam entre -3,5 e -8,9 ‰ e, concordantes com valores de outras capas carbonáticas marinoanas (Nogueira *et al.* 2003; Font *et al.* 2006; Nogueira *et al.* 2007). Para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, na Formação Mirassol D'Oeste, os valores variam entre 0.7074 e 0.7090 e estão de acordo com os valores quimioestratigráficos pós-glaciais da última glaciação do Criogeniano (Nogueira *et al.* 2007; Sanjofre *et al.* 2011).

Uma *assemblage* de microfósseis de *Bavlinella faveolata*, *Siphonophycus* sp., *Symplassophaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Soldadophycys bossi* e filamentos de cianobactérias, (Gaucher *et al.* 2003; Hidalgo, 2007) foram descritos na Formação Mirassol D'Oeste. De acordo com Hidalgo (2007) estes microfósseis são representativos do Ediacarano inferior, coerentes com microfósseis encontrados na biozona ELP na Austrália. As biozonas de acritarcos foram sugeridas por Grey (2005) para dividir os palinomorfos do Ediacarano da Austrália. São eles divididos em duas zonas: ELP que pertence ao Ediacarano Inferior e ECAP do Ediacarano Superior.

Não existe idade radiométrica para a porção superior do Grupo Araras, porém, o conteúdo microfossilífero de acritarcos sugeriu uma idade entre 600 e 550 Ma para a Formação Nobres (Hidalgo, 2007; Rudnitzki *et al.*, inédito), por relacionar os acritarcos

encontrados na formação com a biozona ECAP (*Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora*) da Austrália (Hidalgo, 2007).

Figura 2.4 Carta litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram na parte norte da Faixa Paraguai, com destaque para o Grupo Araras. Modificada de Nogueira & Riccomini (2006) e Rudnitzki (2015). Idade da Formação Mirassol D'Oeste (Babinsky *et al.* 2006); Idade da Formação Guia (Romero *et al.* 2012).

3. Materiais e Métodos

3.1 Generalidades

Foram realizadas quatro campanhas de campo ao longo do doutoramento. A primeira campanha se deu no período de 17 e 21 de junho de 2012, com a participação do Professor Doutor Thomas Rich Fairchild (IGc-USP), Luana Morais, Evelyn Sanchez Bizan e Guilherme Raffaeli Romero. A segunda campanha foi realizada em colaboração com pesquisadores da Universidade de Oxford (Inglaterra) - Professor Doutor Martin Brasier, e os alunos de pós-graduação de Oxford Latha Menon e Luke Perry, mais os Professores Doutores Thomas R. Fairchild, Paulo César Boggiani, Juliana de Moraes Leme e Mirian Liza Alves Forancelli Pacheco, além dos alunos de pós-graduação Luana Morais, Evelyn Sanchez Bizan e Guilherme Raffaeli Romero. O foco destes campos para este estudo foi reconhecer os afloramentos com microbialitos e estruturas tubulares supostamente da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), além de obter dados estratigráficos e amostras representativas, na parte sul da Faixa Paraguai, nos afloramentos de Morraria do Sul, Forte de Coimbra e Porto Morrinhos.

A terceira campanha de campo foi realizada entre os dias 1 e 7 de maio de 2013, com a participação dos alunos de pós-graduação Guilherme Raffaeli Romero, Dra. Evelyn Sanchez Bizan do IGc-USP e Dr. Isaac Rudnitzki do IG da UFPA. Esta campanha teve como objetivo observar e coletar amostras para estudos isotópicos e amostras representativas de microbialitos da Formação Nobres do Grupo Araras e da Formação Sepotuba do Grupo Alto Paraguai, além de refinar os perfis estratigráficos onde ocorrem os microbialitos.

A quarta campanha de campo, realizada entre os dias 24 e 31 de julho de 2014 com a participação dos professores Dr. Thomas Rich Fairchild (IGc-USP) e Dr. Liza Alvez Forancelli Pacheco (UFSCAR- Sorocaba) e os alunos de pós-graduação Guilherme Raffaeli Romero e Luana Morais, este campo teve por objetivo a coleta de amostras representativas de estruturas tubulares e microbialitos no Forte de Coimbra e melhor caracterizar estas estruturas, além de reconhecer o afloramento de Morraria do Puga.

Com amostras já coletadas em campanhas pretéritas por Zaine (1991), Nogueira (2003) e Romero (2010) existem coletadas e depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc-USP, ao todo, 73 amostras representativas de microbialitos da Faixa Paraguaie confeccionadas 37 lâminas petrográficas, a partir deste material, para este estudo (ANEXOS 1 e 2).

3.2 Afloramentos estudados nesta pesquisa

Para esta pesquisa oito localidades foram visitadas. Estes afloramentos estão distribuídos entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. No Mato Grosso os afloramentos da pedreira Emal-Camil e os dois afloramentos da estrada BR-070 estão nas proximidades da cidade de Cáceres. Os afloramentos de Pedreira Terconi e Fazenda Santo Inácio localizam-se no entorno da cidade de Mirassol D'Oeste.

Três afloramentos foram estudados no Mato Grosso do Sul, sendo o primeiro Morraria do Sul, localizado no vilarejo de Morraria do Sul, 40 km a oeste da cidade de Bodoquena. Os outros dois pontos investigados estão situados nas margens do Rio Paraguai, sendo eles o Forte de Coimbra, localizado a 116 km ao sul da cidade de Corumbá, acessível apenas de barco e Porto Morrinhos localizado a 3 km da única ponte de acesso para a cidade de Corumbá (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 Localidades estudadas para o presente estudo.

LOCALIDADE	ESTADO	LOCALIZAÇÃO POR GPS
Pedreira Terconi	Mato Grosso	15°40'39.80"S/58°4'20.15"O
Fazenda Santo Antônio	Mato Grosso	15°41'1.88"S/58°4'43.51"O
Pedreira Emal-Camil	Mato Grosso	16°12'8.44"S/57°34'42.61"O
Estrada BR-070 1	Mato Grosso	16°14'57.79"S/ 57°31'0.96"O
Estrada BR-070 2	Mato Grosso	16°14'42.12"S/57°29'16.39"O
Porto Morrinhos	Mato Grosso do Sul	19°30'25"S/57°25'54"O
Morraria do Sul	Mato Grosso do Sul	20°32'40" S/56°53'47" O

3.3 Estudos de Microbialitos

O estudo de microbialitos, escolhido para este trabalho, é definido por descrições detalhadas destas estruturas em campanhas de campo e laboratório em diferentes escalas- megascópica e macroscópica, que são realizados em campo, mesoscópica, em campo e laboratório e microscópica, em laboratório (Preiss, 1976; Srivastava, 2004; Grey *et al.* Inédito) (Tabela 3.1).

Alguns autores descrevem microbialitos através de uma nomenclatura semelhante à classificação de espécies Linneana, adotando o Código Internacional de Nomenclatura Botânica, a nomenclatura foi utilizada, principalmente, para a bioestratigrafia do Pré-Cambriano da Rússia (Semikhatov & Raaben, 1996). Porém a nomenclatura é problemática para a descrição dos microbialitos, como aponta Krylov (1976), pois diferentes classificações podem ser atribuídas a partes distintas dos estromatólitos (Figura 3.2). A utilização de nomenclatura Linneana para microbialitos neste trabalho é evitada, preferindo uma descrição detalhada. Algumas formas de microbialitos ainda são descritos através desta nomenclatura, como *Conophyton*, porém nestes casos as estruturas são facilmente reconhecidas em campo.

Tabela 3.2 Escalas de observação adotadas para este estudo (Modificada de Romero, 2010).

Resolução do estudo	Parâmetros analisados	Local da análise	Informações esperadas
Megascópico	Microbialitos no contexto geológico, visando morfologia do conjunto e de posição na estratigrafia estromatolítica	Em afloramentos	Paleoambiente, direção das marés, batimetria.
Macroscópico	Morfologia e morfometria dos estromatólitos	Em afloramento	Paleoambiente, paleocorrente, batimetria e papel da paleobiota na sucessão estratigráfica
Mesoscópico	Padrão na laminação estromatolítica	Em afloramento e laboratório com esteromicroscópio	Dinâmica sedimentar e crescimento da comunidade
Microscópico	Textura	Em laboratório com microscópio petrográfico	Interação biota/sedimento e ecologia da biota

Figura 3.1 Nomenclatura de estromatólito de acordo com a nomenclatura Linneana. A amostra inteira representa um estromatólito *Minjaria* ou *Gymnsolen*. A, C e D são classificados como estromatólitos *Collumnacollenia*. Extraído de Krylov, 1976.

Para a descrição em megaescala e macroescala, são tiradas fotos dos afloramentos e dos microbialitos para registro e interpretação. Informações como espessura das camadas e extensão lateral são obtidas dependendo da qualidade do afloramento. As amostras coletadas são então cortadas com disco diamantado com a finalidade de observá-las mesoscopicamente. Em seguida, as superfícies cortadas são polidas com politriz para realçar as estruturas e laminação. Para a descrição macroscópica e microscópica, costuma-se adotar um guia, entre os muitos publicados (Tabelas 3.3) (Grey *et al.* inédito; Hofmann, 1969; Fairchild & Sanchez, 2015).

A caracterização microscópica da laminação microbiana é feita a partir de lâminas petrográficas representativas. Procura-se levar em consideração os parâmetros propostos em Bertrand-Sarfati (1976) como: Feições primárias, que incluem: variedade cristalina dos minerais; a textura; as relações genéticas entre os cristais e a estrutura da laminação (plana, curva ou ondulada). As feições diagenéticas como cimentação e compactação e feições originadas em fases tardias e muito tardias da diagênese, tal como dissolução, precipitação, substituição e fraturamento, complementado, eventualmente, por evidências de microfósseis. Em seguida, investiga-se a presença de padrões cíclicos de empilhamento dos tipos laminares.

Para a caracterização das rochas carbonáticas foi adotada a classificação de Dunham (1962); que classifica os carbonatos de acordo com sua textura e relação matriz/componentes aloquímicos. De acordo com esta classificação as rochas carbonáticas podem ser: *Grainstones*- ocorrem apenas grãos, apenas cimento sem matriz; *Packstone*- grãos em contato direto, com a matriz; *Wackstone*- rocha sustentada por lama carbonática (matriz) com mais de 10% de grãos em sua constituição; *Mudstone*- rocha sustentada por lama carbonática (matriz) com menos de 10% de grãos em sua constituição- *Boundstone* – rocha biotizada ou bioconstruída de componentes aglutinados biogenicamente durante a deposição.

Tabela 3.3 Guia para caracterização de microbialitos por Fairchild & Sanchez (2015).

GUIA DE DESCRIÇÃO DE ESTROMATÓLITOS

E ESTRUTURAS AFINS

06 de agosto de 2014

CONSIDERAÇÕES GERAIS (A, B)

A. Caracterização da ocorrência

1. Afloramento (Dimensões, litologias e estratigrafia, efeitos tectônicos e metamórficos, exposição, acessibilidade, etc.)

2. Preservação dos estromatólitos

a. *Boa* (margens e laminação bem preservadas)

b. *Mediana* (margens e/ou laminação alteradas ou indistintas)

c. *Má* (margens e/ou laminação muito alteradas)

B. Modo de ocorrência

1. Biostroma (Microbialitos formam corpo tabular)

2. Bioerma (Microbialitos formam corpo lenticular)

a. Tabular (mas menos extenso que um biostroma)

b. Dômico

c. Subesférico

3. Estruturas individuais isoladas ou em conjuntos irregulares (não constituem corpos)

4. Indeterminado (exposição inadequada)

MACROESTRUTURA (C-O) -- Forma dos contornos (ou silhuetas) longitudinais e transversais

C. Estruturas lateralmente contínuas(= laminitos microbianos, estromatólitos estratiformes, esteiras microbianas)

1. Com relevo sinóptico baixo

a. Plano

b. Enrugado ou crenulado

c. Ondulado

2. Com relevo sinóptico significativo

a. Em domos ou abobadado (saliências arredondadas)

b. Em cones ou coniforme (saliências angulosas agudas ou obtusas)

c. Em bulbos ou bulboso

d. Pseudocolunar

D. Estruturas descontínuas

1. Domos (flancos não paralelos)

a. Arredondados

b. Teretiformes

c. Bulbosos

2. Colunas (flancos paralelos a subparalelos)

a. Turbinadas

b. Cilíndricas

c. Subcilíndricas

d. Tuberosas

3. Oncoides

E. Estruturas mistas (= complexos)

1. Complexo colunar-laminado: Porções colunares e estratiformes alternadas

2. Complexo anastomosado: Conjunto de estruturas que se ramificam e coalescem irregularmente

F. Contorno transversal (em planta)

1. Forma:

- a. Equidimensional: circular a poligonal
 - b. Elíptica, oblonga, ou alongada
 - c. Muito alongada, em forma de muro (*murada*)
 - d. Lanceolada
 - e. Crescentiforme
 - f. Irregular
2. Natureza da borda
- a. Arredondada
 - b. Subangulosa a poligonal
 - c. Lobada
 - d. Em cúspides (cuspidada)
 - e. Intercrescida

G. Vetor de crescimento

1. Forma
- a. Reta
 - b. Curva
 - c. Sinuosa
 - d. Decumbente (inicialmente inclinado a prosternado, tornando-se vertical em seguida)
 - e. Recumbente (inicialmente vertical, inclinando-se significativamente depois)
 - f. Irregular
2. Atitude
- a. Ereta (vertical, normal) a subvertical (80° a 90°)
 - b. Inclinada (45° a <80°)
 - c. Prosternada (<45°) (sub-horizontal a horizontal)

H. Proximidade: separação (s) vs. diâmetro (d)

- 1. Contíguos (Quase se tocam)
- 2. Próximos ($s \leq d$)
- 3. Espaçados ($s > d$)
- 4. Isolados ($s \gg d$)

I/J. Ramificação dicôtoma (I), ou múltipla (J), com ramos semelhantes

1. Paralela (divergência entre eixos até 10°)
- a. *Alfa* ($= \alpha$)
 - b. *Beta* ($= \beta$)
 - c. *Gama* ($= \gamma$)
2. Divergente (divergência entre eixos >10°)
- a. *Pouco* ou *ligeiramente* (>10° a 45°) ($= \delta$, delta minúscula)
 - b. *Muito* (>45°) ($= \Delta$, delta maiúscula)

K. Ramificação desigual (ramo subordinado = projeção)

1. Projeção lateral
- a. Paralela
 - b. Divergente
2. Projeção em nicho (ramo subordinado em reentrância)
3. Projeção terminal

L. Conjunto complexo (fascículo) de estromatólitos colunares formados por sucessivas ramificações dicôtomas ou múltiplas

1. Ramificações paralelas
- a. *Fascículo digitado*: colunas subcilíndricas a cilíndricas
 - b. *Fascículo furcado*: colunas turbinadas
2. Ramificações divergentes: *Fascículo dendriforme*

M. Frequência de ramificação: (Indicar o critério adotado para qualificar a frequência.)

- 1. Ausente
- 2. Rara
- 3. Comum
- 4. Muito frequente

N. Estilos de junção

1. *Pontes*: Junção lateral parcial entre formas adjacentes, envolvendo poucas lâminas

2. *Coalescência*: Junção lateral que cria nova estrutura lateralmente mais ampla

O. Regularidade do diâmetro em formas colunares

1. Uniforme

2. Largura aumenta / diminui regularmente

a. Frequente (*costelada, rugosa*)

b. Pouco frequente (*constrita*)

3. Largura aumenta / diminui irregularmente

a. Protuberâncias pequenas (*encaroadas*)

b. Protuberâncias grandes (*tuberosa*)

MESOESTRUTURA (P-T) – Características da laminação

P. Perfil laminar

1. Côncavo

2. Plano

3. Convexo

a. Pouco

b. Moderadamente

c. Muito

4. Parabólico

5. Anguloso (agudo, obtuso = *laminação conforme*)

a. Sem *zona axial*

b. Com *zona axial*

6. Retangular

7. Rômbo

8. Sem laminação evidente

Q. Ondulação laminar

1. Ausente (laminação lisa)

2. Ondulada ou crenulada

3. Duplamente ondulada ou crenulada

R. Herança laminar (regularidade do empilhamento; se pertinente, indicar se o empilhamento é simétrico ou assimétrico)

1. Das lâminas

a. Baixa

b. Moderada

c. Alta

2. Da *zona axial* em estromatólitos colunares com laminação conforme

a. Baixa

b. Moderada

c. Alta

S. Discordâncias internas (erosivas) presentes

1. Não

2. Sim

T. Relação lâmina/sedimento na margem da estrutura

1. Lâminas se adentram no sedimento?

a. Não (margem *lisa*)

b. Lâminas se estendem irregularmente para dentro dos sedimentos (margem *fimbriada*)

c. Lâminas se estendem regularmente para dentro dos sedimentos (margem *serrilhada*)

2. Lâminas recobrem as lâminas anteriores?

a. Não

b. Inflexem sim, mas não recobrem anteriores

c. Recobrimento parcial (*parede parcial*)

d. Recobrimento extenso (*parede*)

3. Margem está recoberta por *manto* não laminado?

- a. Não
- b. Parcialmente
- c. Extensivamente

MICROESTRUTURA – *Características petrográficas da laminação e da rocha em geral:* Componentes, textura, tramas, mineralogia primária, diagenética, secundária; porosidade; estruturas sedimentares associadas

OUTRAS CARACTERÍSTICAS A OBSERVAR

Dimensões dos corpos individuais e dos conjuntos (bioermas, biostromas)

Tendências, ciclos ou eventos raros evidentes na sucessão dos estromatólitos

Alteração tectônica

Alteração intempérica

Análise química (em laboratório): composição, isótopos estáveis

3.4 Palinologia de Microfósseis Orgânicos

Foram coletados, em campanhas de campo, níveis pelíticos e de folhelhos promissores para o estudo de microfósseis orgânicos. As amostras foram lavadas em laboratório e fragmentadas fisicamente, com ajuda de uma prensa, em pedaços de até 0,5 cm. Os fragmentos foram então colocados em béqueres de polietileno (os béqueres foram antes lavados e escovados com água destilada). Seguiu-se então protocolo sugerido por Quadros & Melo(1987) e Grey (1999) para a dissolução do carbonato. As amostras foram tratadas quimicamente com HCL 10% até completa dissolução do carbonato. Posteriormente as amostras receberam várias lavagens com água destilada para aproximar o PH próximo de neutro (entre 4,5 e 5) de acordo com Grey (1999). Após a lavagem as amostras foram colocadas em HF 70% para a remoção de silicatos, novamente as amostras foram lavadas até o PH neutro. Os resíduos foram então colocados em vidro estéril e hermeticamente fechado com uma solução de 10% de formol para a conservação.

As amostras coletadas em campo nas formações Nobres e Sepotuba foram tratadas de acordo com o protocolo para palinologia propostos, porém as 48 lâminas palinológicas feitas e analisadas são estéreis para microfósseis.

3.5 Espectroscopia Raman

A espectroscopia Raman consiste em técnica não destrutiva e de alta resolução utilizada para a caracterização química de materiais. A aplicação da técnica consiste: 1- incidência de luz monocromática em um material; 2- interação dos fótons com as ligações moleculares do material; e 3- detecção da variação de energia após a interação (Rodrigues, 2010). A variação de energia dos fótons caracteriza as ligações moleculares do material, fornecendo, por exemplo, dados mineralógicos. As análises das amostras foram realizadas em equipamento de micro-Raman inVia Renishaw acoplado a sensor CCD, no Laboratório de Astrobiologia (Astrolab), do Núcleo de Apoio à Pesquisa em Astrobiologia (NAP/Astrobio, IAG-USP), em Valinhos, SP.

Conclusões da Tese

Diante dos resultados e interpretações obtidos nessa tese, são pontuadas as conclusões a seguir:

- A análise e interpretação das estruturas tubulares observadas na Morraria do Sul e na Pedreira Terconi- Formação Mirassol D'Oeste, e a comparação destas com as de outras capas carbonáticas, confirmaram sua semelhança e apoia a alegação de que estruturas tubulares deste tipo sejam uma feição sedimentológica associada a microbialitos e exclusiva de capas carbonáticas Marinoanas. Constituiriam, portanto, importante marcador estratigráfico destes depósitos, no início do Período Ediacarano.
- A confirmação de ocorrência, interpretação e descrições mais detalhadas da associação entre estruturas tubulares e laminitos microbianos trouxe nova luz sobre a estratigrafia e paleoambientais do Grupo Corumbá, Faixa Paraguai Sul. Os afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra são compostos, essencialmente, por laminitos microbianos (*boundstones*) com estruturas tubulares. Que se desenvolveram em paleoambientes protegidos e calmas, abaixo do nível de ondas, sem contribuição de siliciclásticos. Em lâminas petrográficas deste material, observaram-se peloides micríticos agrupados em grumos com as fenestras preenchidas por doloesparito. Este aspecto textural sugere que os microbialitos foram formados por colônias de cianobactérias cocoides micritizadas durante a diagênese precoce.
- A associação de estruturas tubulares e laminitos microbianos é uma das feições sedimentares típicas de capas carbonáticas pós-Marinoanas. Os afloramentos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra foram associados em trabalhos anteriores à Formação Bocaina. Porém, diante dos dados aqui levantados, sugere-se que estas ocorrências sejam cronocorrelatas à Formação Mirassol D'Oeste, Faixa Paraguai Norte, e relacionadas aos carbonatos da parte superior da sucessão na Morraria do Puga, depositada, no início do Ediacarano. Embora estudos geoquímicos ainda sejam necessários para corroborar esta hipótese, esta sugestão aumenta a complexidade estratigráfica e o potencial paleobiológico do Grupo Corumbá, Faixa Paraguai Sul, já

reconhecido mundialmente por sua associação de metazoários na Formação Tamengo do fim do Ediacarano.

- As supostas estruturas tubulares do afloramento de Porto Morrinhos são aqui reinterpretadas como estromatólitos colunares, devido a forma e com base em estudos petrográficos, que indicam origem e paleoambiente diferentes daqueles do início do Ediacarano.

- Nos afloramentos da Formação Mirassol D'Oeste, a capa carbonática Marinoana, base do Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte, foram identificados três tipos de laminitos microbianos (*boundstones*) -- estratífomes, domicos e irregularmente ondulados -- em uma sucessão de 10 metros.

- Petrograficamente, todas as três formas de estromatólitos apresentam uma alternância de laminações espessas e finas compostas por peloides e fenestras. As laminações são diferenciadas pela proporção de fenestras, sendo que as lâminas espessas apresentam uma proporção de fenestras do que as finas. Este arranjo é interpretado como o resultado do crescimento de colônias cocoides de cianobactérias. A alternância laminar pode ser reflexo de variação sazonal de comunidades.

- Assim como nos depósitos de Morraria do Sul e Forte de Coimbra, os laminitos microbianos estratiformes e domicos da Formação Mirassol D'Oeste formaram-se em plataforma bem iluminada, calma, abaixo do nível de ondas de tempestade, sem contribuição de siliciclásticos.

- Os laminitos microbianos irregulares, ao topo da sucessão estromatolítica, representam o primeiro indício de mudança no paleoambiente e o fim do *boundstone* microbiano. A análise destes depósitos sugere que o sítio de deposição passou a ser atingido por “*hypercanes*”, isto é, megafuracões com a ação destrutiva de ondas gigantes, um fenômeno diretamente relacionado ao paleoambiente extremamente quente peculiar na história geológica da Terra ao momento pós-glacial Marinoano.

- Com a ocorrência dos megafuracões, a sucessão estromatolítica da Formação Mirassol D'Oeste se encerrou e foi soterrada por uma sucessão de *packstone* caracterizada por megamarcas onduladas (*megaripples*) e megapeloides. Estas estruturas formaram-se pelo retrabalhamento e reorganização de sedimento estromatolítico atingido pela ação das ondas dos megafuracões. O movimento

oscilatório de parte do material em suspensão pode ter levado à aglutinação e redeposição dos megapeloides. A destruição do habitat favorável ao desenvolvimento de comunidades microbianas bentônicas também interrompeu, terminantemente, a organomineralização de dolomita que ocorria nestas comunidades. Assim, encerrou-se a fase dolomítica da Formação Mirassol D'Oeste.

- Análises das estruturas tubulares em diferentes escalas indicam que um processo mecânico, envolvendo o escape de fluidos, é o mais razoável para explicar sua gênese. É provável que o fluido tenha se originado na própria capa carbonática devido ao acúmulo e degradação de matéria orgânica nos *boundstones* incipientemente litificados.

- A comparação das diferentes ocorrências de estruturas tubulares indica que estas possuem uma origem em comum, porém, diferem em relação a sua história sedimentar. Em algumas ocorrências, as estruturas tubulares parecem corresponder a depressões na interface água/sedimento, preenchidas episodicamente, como evidenciado pela laminação micrítica côncava e pelos raros grãos de sedimento terrígeno dentro do preenchimento destas estruturas, como em Morraria do Sul. Nos laminitos microbianos domicos, como na Formação Mirassol D'Oeste, as estruturas tubulares se desenvolveram mais comumente na parte mais plana e central dessas estruturas estromatolíticas. Nestas ocorrências as estruturas tubulares apresentam preenchimento dolomítico homogêneo, sem nenhuma evidência de laminação, sugerindo que o fluido ficou confinado na estrutura formado pela ruptura do escape de fluido, porque a estrutura tubular não atingia a interface água/sedimento. Nesta situação o fluido que tentava escapar ficava turbilhonando e, assim, desagregando os fragmentos do microbialito rompido até transformar tudo em lama carbonática.

- As pesquisas também identificaram ao longo da Formação Nobres, 15 níveis de estromatólitos, todos preservados por silicificação, processo que ocorreu durante a diagênese de soterramento. Além disso, foi identificado indícios de processos de dolomitização dos microbialitos e oxidação da matéria orgânica, provavelmente durante diagênese precoce.

- A descrição dos estromatólitos da Formação Nobres permitiu reconhecer quatro associações de morfotipos (AM-I, II, III e IV), distribuídas em função da composição litofaciológica dos ciclos de raseamento ascendente dos depósitos de planícies de maré

da Formação Nobres. Em ciclos prográdantes com maior contribuição de siliciclásticos, ocorrem morfotipos complexos restritos ao paleoambiente de intermaré (AM-I e II) ou de supramaré/*sabkha* (AM-IV). Por outro lado, em ciclos retrogradacionais com ausência de siliciclásticos, ocorre o morfotipo AM-III com maior número de ocorrências (12), todas observadas na zona de transição entre intermaré e inframaré, no geral definindo o topo destes ciclos de planícies de maré.

- A relação entre as condições paleoambientais e os tipos de associações de morfotipos indica que a distribuição, desenvolvimento e abundância dos estromatólitos ao longo das planícies de maré Nobres foram regidos por fatores sedimentológicos relacionados à variação do nível do mar. Os fatores com maior expressividade incluem: i) Energia do fluxo hidrodinâmico em função da profundidade da coluna da água; ii) Influxo de material siliciclástico na zona costeira; e iii) A natureza do desenvolvimento -- progradação ou retrogradação -- da planície de maré. Desta forma, as variações dos morfotipos apresentam relação direta com a evolução do sistema de planície de maré na Formação Nobres, podendo ser considerados como uma ferramenta complementar para determinação de alterações paleoambientais significativas.

- O fim da sedimentação carbonática da plataforma Araras foi concomitante com o desaparecimento dos estromatólitos, que retornaram ao registro apenas no Cambriano na Formação Sepotuba- Grupo Alto Paraguai. Isso sugere que o declínio dos estromatólitos foi causado pelo influxo maciço de sedimentos siliciclásticos na zona costeira, a qual também exerceu influência direta na evolução arquitetural da plataforma carbonática Araras durante o Ediacarano médio. Estas alterações paleoambientais marcam a substituição da sedimentação carbonática pela siliciclástica nos últimos estágios de sedimentação carbonática registrado no Grupo Araras.

- A evolução dos estromatólitos do Grupo Araras revela uma variação nas formas e participação dos microbialitos na composição litofaciológica da plataforma carbonática. Os estromatólitos são registrados em paleoambientes de águas rasas a profundas nas formações Mirassol D'Oeste e Nobres. Em ambientes de água profunda a moderadamente profunda, não são observados estromatólitos, nas formações Guia e Serra do Quilombo respectivamente. Na Formação Mirassol D'Oeste, os estromatólitos são abundantes e considerados como um dos principais componentes arquiteturais da plataforma carbonática, enquanto na Formação Nobres, apesar da alta frequência e variação de morfotipos dos estromatólitos, a contribuição na composição

litofaciológica da plataforma carbonática é mínima. As variações de formas e abundância dos estromatólitos ao longo do Grupo Araras sugerem mudanças em relação às comunidades microbianas bem como a alteração nas condições de sedimentação do sistema deposicional (variação do nível do mar e influxo de siliciclásticos) do Grupo Araras.

Referências Bibliográficas

- ADER, M.; MACOUIN, M.; TRINDADE, R.I.F.; HADRIEN, M.H. YANG, Z.; SUN, Z.; BESSE, J. 2009. A multilayered ocean in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired delta $\delta^{13}\text{C}$. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. **73**:A10.
- AITKEN, J.D. 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **37** (4):1163-1178.
- ALLEN, P.A.; HOFFMAN, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, Vol. **433** (7022):123-127.
- ALLWOOD, A.; WALTER, M.R.; KAMBER, B.S.; MARSHALL, C.P.; BURCH, I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature*, Vol. **441** (7094):714-718.
- ALMEIDA, F.F.M. 1945. Ocorrência de *Collenia* em dolomito da série Corumbá. Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia, DNPM, Vol. **116**:1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. 1946. Depósitos mesozóicos do planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. In: Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia. Petrópolis, *Anais*, pp. 211-245.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Vol. **219**:1-53.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Vol. **219**:1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia, *Atas*, Vol. **2**, pp. 3-14.

- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, Vol. **131** (1-2):1-21.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **23** (1):18-30.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Boletim de Resumo Expandidos*, Vol. **1**, pp. 229-230.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (ed.). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: *Geological Society*, pp. 183-193.
- ALVARENGA, C.J.S.; SANTOS, R.V.; DANTAS, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, Vol. **131** (1-2):1-21.
- ALVARENGA, C.J.S.; FIGUEIREDO, M.F.; BABINSKY, M.; PINHO, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South America Earth Science*, Vol. **23** (2):236–241.
- 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. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **16**, pp. 15–28.
- ALTERMANN, W.; KAZMIERCZAC, J.; OREN, A.; WRIGHT, D.T. 2006. Cyanobacterial calcification and its rock-building potential during the 3.5 billion years of Earth history. *Geobiology*, Vol. **4** (3):147-166.
- AMARD, B.; BERTRAND-SARFATI, J. 1997. Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Res*, Vol. **81** (3):197-221.
- AWRAMIK, S.M. 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, Vol. **174** (4011):825-827.
- AWRAMIK, S.M. 1991. Archaeal and Proterozoic stromatolites. In: RIDING, R. (ed.). Calcareous Algae and Stromatolites. Berlin: *Springer-Verlag*, pp. 289-304.
- AWRAMIK, S.M. 2006. Respect for stromatolites. *Nature*, Vol. **441** (7094):700-701.
- AWRAMIK, S.M.; MARGULIS, L. 1974. Definition of stromatolite. *Stromatolite Newsletter*, Vol. **2**:5.

- BABINSKI, M.; KAUFMAN, A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers*, Vol. **4**, pp. 321-323.
- BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ALVARENGA, C.J.S.; BOGGIANI, P.C.; LIU, D.; SANTOS, R.V.; BRITO NEVES, B.B. 2006. Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. *In: V South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts*, pp. 303-306.
- BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ALVARENGA, J.C.; BOGGIANI, P.C.; LIU, D.; SANTOS, R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *In: Snowball Earth 2006. Ascona, Proceedings*, Vol. **1**:19-20.
- BABINSKI, M.; BOGGIANI, P.C.; FANNING, C.M.; FAIRCHILD, T.R.; SIMON, C.M.; SIAL, A.N. 2008. U-Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology. Argentina, Abstracts*, Vol. **6**.
- 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 Res.*, Vol. **23** (3):988-997.
- BANDEIRA, J.; MCGEE, B.; NOGUEIRA, A.C.R.; COLLINS, A.S.; TRINDADE, R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: The Upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Res.*, Vol. **21** (2-3):323-340.
- BANNER, J.L.; HANSON, G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. **54** (11):3123-3137.
- BARROS, A.M. & SIMÕES, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da Folha SD.21-Z-Ae extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, *Projeto RADAMBRASIL*. 31 pp. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- BARTLEY, J.K.; KNOLL, A.H.; GROTZINGER, J.P.; SERGEEV, V.N. 2000. Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates, Mesoproterozoic Billyakh Group, Siberia. *In: Grotzinger, J.P.; James, N.P. (eds). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. 2000. Society for Sedimentary Geology - Special Publication*, Vol. **67**: 59-73.
- BELOVA, M.Y.; AKHMEDOV, A.M. 2006. *Petsamomyces*, a new genus of organic-walled microfossils from the coal-bearing deposits of the Early Proterozoic, Kola Peninsula. *Paleontological Journal*, Vol. **40** (5):465-475.
- BERNER, R.A. 1970. Sedimentary pyrite formation. *America Journal Science*, Vol. **268**:1-23.

- BERNER, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, Vol. **48**:605-615.
- BERTRAND-SARFATI, J. 1976. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructure. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, pp. 251-259.
- BEURLIN, K.; SOMMER, F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia – DNPM*, Vol. **168**:35 pp.
- BLACK, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philos. T. R. Soc. Lon. B.*, Vol. **222**:165-992.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAS FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, Vol. **18** (1):103-118.
- BOGGIANI, P.C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 183 pp.
- BOGGIANI, P.C. 2010. Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralizações associadas– um registro não uniformitarista. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Livre Docência, 137 pp.
- BOGGIANI, P.C.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **23**(3):301-305.
- BOGGIANI, P.C.; FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ACENOLAZA, G.; TOSELLI, A.J., PARADA, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Argentina, *Abstracts*, Vol. **1**, pp. 324-327.
- BOGGIANI, P.C.; ALVARENGA, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: *Editora Beca*, Vol. **1**, p. 113-118.
- BOGGIANI, P.C.; PIACENTINI, T.; FAIRCHILD, T.R.; YAMAMOTO, J.K.; CAMPANHA, G.A.C. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil). In: V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Leste, *Short Papers*, Vol. **1**, p. 227-229.
- 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*, Vol. **182** (4):382-401.
- BOSAK, T. 2004. Laboratory models of microbial biosignatures in carbonate rocks. California Institute of Technology, Doctoral Thesis, 134 pp.
- BOSAK, T.; BUSH, J.M.; FLYN, J.W.; LIANG, B.; ONO, A.; PETROFF, A.P.; SIM, M.S. 2009. Formation and stability of oxygen-rich bubbles that shape photosynthetic mats. *Geobiology*, Vol. **8** (1):45-55.
- BOSAK, T.; MARIOTTI, G.; MACDONALD, F.A.; PERRON, J.T.; PRUSS, S.B. 2013a. Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates. In: Ecosystem Paleobiology and Geobiology. *Paleontological Society*. Vol. **19**, pp. 51-77.
- BOSAK, T.; KNOLL, A.H.; PETROFF, A.P. 2013b. The meaning of stromatolites. *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **41**:21-44.
- BOTTJER, D.; HAGADORN, J.W. 2007. Mat growth features. In: SCHIEBER, J.; BOSE, P.; ERICKSSON, P.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W.; CATUNEANU, O. (eds.). Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Amsterdam: *Elsevier*, pp. 53-71.
- BRELAZ, L.C. 2012. Paleoambiente dos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, sudoeste do Estado do Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 64 pp.
- BURNE, R.V.; MOORE, L.S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, Vol. **2** (3):241-254.
- BUTTERFIELD, N.J. 2004. A vaucheriacean alga from the middle Neoproterozoic of Spitsbergen: implications for the evolution of Proterozoic eukaryotes and the Cambrian explosion. *Paleobiology*, Vol. **30** (2):231-252.
- CAI, Y.; HUA, H.; ZHANG, X. 2013. Tube construction and life mode of the late Ediacaran tubular fossil *Gaojiashania cyclus* from the Gaojiashan Lagerstätte. *Precambrian Research*, Vol. **224**:255-267.
- UHLEIN, A.; BAPTISTA, M.C.; SEER, H.J.; CAXITO, F.D.A.; UHLEIN, G.J.; DARDENNE, M.A. 2013. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): Sistema Depositional de Leque Submarino em Bacia de Ante-País. *Revista Geonomos*, Vol. **19**(2):163-172.
- CALÇA, C.P. 2008. Microbiota fóssil em sílex da Formação Assistência (Subgrupo Irati, Permiano, Bacia do Paraná) no estado de São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 93 pp.
- CALEFFO, F. 2014. Análise tafonômica e paleoecológica de estruturas associadas a comunidades microbianas holocênicas e permianas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Dissertação de Mestrado, 207 pp.

- CASTELNEAU, F. 1850. Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud. Histoire du Voyage Tomo II. Paris: *Librairie Editeur*; 485 pp.
- CHACON, E. 2010. Microbial mats as a source of biosignatures. *In* : Microbial Mats - Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology. Amesterdam: Springer, Vol. **14**, pp 149-181.
- CHEN, J.; OLIVERI, P.; LI, C.; ZHOU, G.; GAO, F.; HAGADORN, J.W.; PETERSON, K.J.; DAVIDSON, E.H. 2000. Precambrian animal diversity: Putative phosphatized embryos from the Doushantuo Formation of China. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol. **97** (9):4457-4462.
- CHEN, J.; OLIVERI, P.; LI, C.; GAO, F.; DORNBOS, S.Q.; LI, C.; BOOTJER, D.J.; DAVIDSON, E.H. 2002. Precambrian animal life: Probable developmental and adult cnidarian forms from Southwest China. *Dev. Biol.*, Vol. **248** (1):182-196.
- CLOUD, P. 1968. Pre-metazoan evolution and the origins of Metazoa. *In*: DRAKE, E.T. 1968. Evolution and environment. New Haven: *Yale University Press*, pp. 1-72.
- CLOUD, P.; WRIGHT, L.A.; WILLIAMS, E.G.; DIEHL, P.; WALTER, M.R. 1974. Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley Region, Eastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **85** (12):1869-1882.
- COHN, F. 1864. Über die Entstehung des Travertin in den Wasserfällen von Tivoli. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol*:580-610.
- CONDON, D.J.; PRAVE, A.R.; BENN, D.I. 2002. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: Observations and Implications. *Geology*, Vol. **30** (1):35-38
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; FILHO, A.T. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. *In*: COHEE, B.V. ET AL. (eds). Contributions to the geologic time scale. Tulsa: *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. **6**,pp. 93-117.
- CORDANI, U.G.; FILHO, A.T.; BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. 1985. On the aplicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, Vol.**471** (1-2):253-280.
- CORDANI, U.G.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; BRITTO-NEVES, B.B.; TRINDADE, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South America cratonic fragments. *Terra Nova*, Vol. **15** (5): 350-359.
- CORDANI, U.G.; PIMENTEL, M.M.; DE 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*, Vol. **313**(6):517-539.
- CORSETTI, F.A.; GROTZINGER, J.P. 2005. Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic Post-Glacial cap carbonates: example from noonday dolomite, Death Valley, United States. *Palaios*, Vol. **20** (4):348-362.

- CORSETTI, F.A.; OLCOTT, A.N.; BAKERMANS, C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic Snowball Earth. *Palaeogeogr Palaeocl.*, Vol. **232** (2):14-130.
- CORRÊA, J.A.; COUTO, E.A. 1972. Projeto aluviões diamantífero de Mato Grosso. Relatório Final, *Goiânia: DNPM/CPRM*, pp. 13-14.
- DAHANAYAKE, D. 1977. Classification of oncoids from Upper Jurassic. *Sediment. Geol.*, Vol. **18** (4):337-353.
- DESJARDINS, P.R.; MÁNGANO, M.G.; BUATOIS, L.A.; PRATT, B.R. 2010. *Skolithos* pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an Early Cambrian sandsheet complex. *Lethaia*, Vol. **43**(4):507-528.
- DOEMEL, W.N.; BROCK, T.D. 1974. Bacterial stromatolites: origin of laminations. *Science*, Vol. **184** (4141):1083-1085.
- DUPRAZ, C.; PATTISIMA, R.; VERRECCHIA, E.P. 2006. Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sediment. Geol.*, Vol. **185** (3):185-203.
- DUPRAZ, C.; REID, R.P.; BRAISSANT, O.; DECHO, A.W.; NORMAN, S.; VISSCHER, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci Rev*, Vol. **96** (3):141-162.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.). Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108-112.
- ELIE, M.; NOGUEIRA, A.C.R.; NEDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; KENIG, F. 2007. A red algal Bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, Vol. **19** (5):303-308.
- EVANS, J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso (particularly the region drained by the upper Paraguay). *Quart. J. Geol. Soc. London*, Vol. **50** (1-4):85-10.
- FAIRCHILD, T.R.; SANCHEZ, E.A.M. 2015. Microbialitos no Brasil: panorâmica de ocorrências e guia de caracterização morfológica. In: FAIRCHILD, T.R.; ROHN, R.; DIAS-BRITO, D. Atlas de Microbialitos do Brasil. Inédito.
- FEDONKIN, M.A. 2003. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record. *Paleontol. Res.*, Vol. **7** (1):9-41.
- FENCHEL, T. 1998. Formation of laminated cyanobacterial mats in the absence of benthic fauna. *Aquatic Microbial Ecology*, Vol. **14** (3):235-240.
- FERRIS, F.G.; FYFE, W.S.; BEVERIDGE, T.J. 1987. Bacteria as nucleation sites for authigenic minerals in a metal-contaminated lake sediment. *Chemical Geology*, Vol. **63**:225-232.

- FIGUEIREDO, A.J.A.; OLIVATTI, O. 1974. Projeto Alto Guaporé. Goiânia. *Convênio Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, Relatório Final, Vol. **4**, pp. 35.
- FIGUEIREDO, M.F. 2010. Químioestratigrafia Isotópica (C,O, S e Sr), Geocronologia (PB-Pb e K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 198 pp.
- FIGUEIREDO, M.F.; BABINSKI, M.; ALVARENGA, C.J.D.S.; PINHO, F.E.C. 2008. Uma nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP. Série Científica*, Vol. **8**(2):65-75.
- FLÜGEL, E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. Berlin: *Springer-Verlag*, 984p.
- FOLK, R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: PRAY, L.C.; MURRAY, R.C. (eds.). Dolomitization and Limestone Diagenesis: A Symposium. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication*, Vol. **13**:14-48.
- FOLK, R.L.; PITTMAN, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporates. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **41** (4):1045-1048.
- FONT, E.; NÉDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MACOUIN, M.; CHARRIERE, A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol D'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth Planet Sc Let.*, Vol. **250** (1):89-103.
- FONT, E.; NÉDELEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MOREAU, C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology*, Vol. **295** (1):215-225.
- FRASIER, M.L.; CORSETTI, F.A. 2003. Neoproterozoic carbonate shrubs. Interplay of microbial activity and unusual environmental conditions. *Palaaios*, Vol. **18** (4-5):378-387.
- FREITAS, B.T. 2010. Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 144 pp.
- 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*, Vol. **238** (1):48-70.
- GAUCHER, C.; BOGGIANI, P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A.N.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumba Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, Vol. **120** (3):241-278.
- GEHLER, A.; REICH, M. 2008. Ernest Louis Kalkowsky (1851-1938) and the term "stromatolite". In: REITER, J.; QUERIC, J.; REICH, N.V. (eds). *Geobiology of Stromatolites International Kalkowsky-Symposium. Berlin, Abstract and Field Guide to Excursions*, Vol. **1**, pp. 9-17.

- GEHLING, J.G. 1999. Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks. *Palaio*, Vol. **14** (1):40-57.
- GOLUBIC, S. 1976. Organisms that build stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, pp. 113-126.
- GRANT, S.W. 1989. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American J. Sci.*, Vol. **290**:261-294.
- GREY, K. 1999. A modified palynological preparation technique for the extraction of large Neoproterozoic acanthomorph acritarchs and other acid-soluble microfossils. *Geological Survey of Western Australia Record - Department of Minerals and Energy*:23pp.
- GREY, K. 2005. Ediacaran palynology of Australia. *Association of Australasian Palaeontologists*, Vol. **31**:439.
- GREY, K.; AWRAMIK, S.M.; BERTRAND-SARFATI, J.; HOFMANN, H.J.; PRATT, B.R.; WALTER, M.R.; SHIXING, Z. and others. Fourth draft of the Handbook for the study of stromatolites and related structures. Unpublished monography. 125 pp.
- GROTZINGER, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: Crevello, P.D.; Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F. (eds). *Controls on Carbonate Platform and Basin Development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. **44**:79–106.
- GROTZINGER, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *Am J Sci*, Vol. **290**:80-103.
- GROTZINGER, J.P.; KNOLL, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **27** (1):313–358.
- GROTZINGER, J.P.; WATTERS, W.A.; KNOLL, A.H. 2000. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Journal Information*, Vol. **26**(3):334-359.
- GROTZINGER, J.P.; Arvidson, R.E.; Bell, J.F.; Calvin, W.; Clark, B.C.; Fike, D.A. and other 14 authors. 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **240**(1):11-72.
- GROTZINGER, J.P.; KNOLL, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annu Rev Earth Pl Sc*, Vol. **27** (1):313–358.
- GUIMARÃES, G.; ALMEIRA, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM).

- HAGADORN, J.W.; BOTTJER, D.J. 1999. Restriction of a late Neoproterozoic biotite: suspect-microbial structures and trace fossils at the Vendian-Cambrian transition. *Palaios*, Vol. **14** (1):73-85.
- HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.H.G. 1982. Körpelich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, Vol. **16**:1-18. Traduzido para o português.
- HAHN, G.; PFLUG, H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana Lethaea*, Vol. **65**:413-431 (versão traduzida para o Português).
- HALVERSON, G.P.; WADE, B.P.; HURTGEN, M.T.; BAROVICHA, K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, Vol. **182** (4): 331-350.
- HEGENBERGER, W. 1987. Gas escape structures in Precambrian peritidal carbonate rocks. Communications of the Geological Survey of South West Africa/Namibia, Vol. **3**:49-55.
- HENNIES, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 65 pp.
- HIDALGO, R.L.L. 2007. Vida após as glaciações globais neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátons do São Francisco e Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 156 pp.
- HOFFMAN, P.F. 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. *Sedimentology*, Vol. **58** (1):57-119.
- HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, Vol. **14** (3):129-155.
- HOFFMAN, P.; HALVERSON, G.P. 2008. Otavi Group of the Western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the Western Northern Margin Zone. *The Geology of Namibia*, pp.69-136.
- HOFFMAN, P.F.; POPE, A.; MACKINNON, K. 2009. Tubestone stromatolites as geoplumb indicators, with application to Marinoan (635 Ma) glacioeustasy on the foreslope of the Otavi Carbonate Platform, Namibia. In: 2009 Portland GSA Annual Meeting. Oregon, Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. **41**, n. 7, p. 687.
- HOFFMAN, P.F.; LI, Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, Vol. **277** (3-4):158-172.
- HOFFMAN, P.F.; MacDONALD, F.A. 2010. Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635Ma) cap dolostones: Regional benchmarks of vanishing ice-sheets?. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **300** (3):374-384.

- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P. 1998a. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, Vol. **8** (5):1-9.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998b. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, Vol. **281** (5381):1342-1346.
- HOFFMAN, P.F.; POPE, A.; MACKINNON, K.A. 2009. Tubestone stromatolites as “geoplumb” indicators, with application to Marinoan (635 Ma) glacioeustasy on the foreslope of the Otavi carbonate platform, Namibia. *In: Portland GSA Annual Meeting. Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. **41** (7):687.
- HOFMANN, H.J. 1969. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups. *Geological Survey of Canada*, paper 68-69:1-77.
- HOFMANN, H.J. 1975. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: relations between silicified microfossils and microstructure. *American Journal of Science*, Vol. **275**(10):1121-1132.
- HOFMANN, H.J. 1976. Stromatolites. *In: WALTER, M.R. (ed). Stromatolites. Developments in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier*, Vol. **20**, pp. 193-249.
- HOFMANN, A.; HARRIS, C. 2008. Silica alteration zones in the Barberton greenstone belt: a window into subseafloor processes 35-3.3 Ga ago. *Chemical Geology*, Vol. **257** (3):224-242.
- HOFMANN, H.J.; PEARSON, D.A.B.; WILSON, B.H. 1980. Stromatolites and fenestral fabric in early Proterozoic Huronian Supergroup, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. **17** (10):1351-1357.
- HOFMANN, H.J.; GREY, K.; HICKMAN, A.H.; THORPE, R.I. 1999. Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **111** (8):1256-1262.
- HORODYSKI, R.J. 1977. *Lyngbya* mats at Laguna Mormona, Baja Califórnia, México: comparison with Proterozoic Stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **47** (3):1305-1320.
- HORODYSKI, R.J.; VONDER HAAR; STEPHEN, P. 1975. Recent Calcareous Stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **45** (3):894-906.
- HU, G.; DAM-JOHANSEN, K.; WEDEL, S.; HANSEN, J.P. 2006. Decomposition and oxidation of pyrite. *Progress in Energy and Combustion Science*, Vol. **32**:295-314.
- HYDE, W.T.; CROWLEY, T.J.; BAUM, S.K.; PELTIER, W.R. 2000. Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, Vol. **405** (6785):425-429.
- IRWIN, H.; CURTIS, C.; COLEMAN, M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, Vol. **269** (5625):209-213.

- JACOBSEN, S.B.; KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, Vol. **161** (1):37-57.
- JIANG, G.; KENNEDY, M. J.; CHRISTIE-BLICK, N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, Vol. **426**(6968):822-826.
- KALKOWSKY, E. 1908. Oolith und stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, vol. 60:68-125. (versão traduzida para o Inglês).
- KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, Vol. **73** (1):27-49.
- KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H.; NARBONE, G. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol. **94** (13):6600-6605.
- KAUFMAN, A.J.; HAYES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, Vol. **49** (3):301-327.
- KAUTH, L.P. 1994. Petrogenesis of chert. In: HEANEY, P.J.P.; PREWITT, C.T.; GIBBS, G.V. (eds). *Silica: Physical behavior, geochemistry and materials applications. Reviews in Mineralogy. EUA: Rutgers University Press*, Vol. **29**, p. 233-258.
- KNAUTH, L.P.; KENNEDY, M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, Vol. **460**:728-732.
- KENDALL, C.G.S.C.; WARREN, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, Vol. **34** (6):1007-1027.
- KENNARD, J.M.; JAMES, N.P. 1986. Thrombolites and stromatolites; two distinct types of microbial structures. *Palaos*, Vol. **1** (5):492-503.
- KENNEDY, M.J.; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, Vol. **29** (5):443-446.
- KERBER, B.B. 2015. Paleobiologia de *Cloudina lucianoi* Zaine & Fairchild, 1985 (Ediacarano, Grupo Corumbá): implicações tafonômicas, taxonômicas e paleoecológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 140 pp.
- KERBER, B.B.; ROSA, A.L.Z.D.; GABAS, S.G.; LEME, J.D.M.; PACHECO, M.L.A.F. 2013. O registro fossilífero de metazoários ediacaranos na América do Sul e suas implicações nos estudos sobre origem e complexificação da vida animal. *Geologia USP. Série Científica*, Vol. **13**(3):51-64.

- KIRSCHVINK, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snowball Earth. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere*. New York: *Cambridge University Press*, pp. 51-52.
- KNOLL, A.H. 1985. Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. *Philos T R Soc B*, Vol. **311** (1148):111-122.
- KNOLL, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic Time. *Precambrian Research*, Vol. 100 (1-3):3-20.
- KNOLL, A.H.; SERGEV, V.N. 1995. Taphonomic and evolutionary changes across Mesoproterozoic/Neoproterozoic transition. *Neues Jahrb. Geol. P.-A.*, Vol. **195** (1-3):289-302.
- KOBLUK, D.R. 1988. Cryptic faunas in reefs: ecology and geologic importance. *Palaios*, Vol. **3** (4):379-390.
- KRUMBEIN, W.E. 1983. Stromatolite - the challenge of a term in space and time. *Developments in Precambrian Research*, Vol. **20** (7):493-531.
- KRYLOV, I.N. 1976. Approaches to the classification of stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, p. 31-43.
- KUMP, L.R.; ARTHUR, M.A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, Vol. **161** (1):181-198.
- LAMB, M.P.; FISCHER, W.W.; RAUB, T.D.; PERRON, J.T.; MYROW, P.M. 2012. Origin of giant wave ripples in snowball Earth cap carbonate. *Geology*, Vol. **40**(9):827-830.
- LEME, J.M.; VAN ITEN, H.; PACHECO, M.L.A.F.; FAIRCHILD, T.R.; RODRIGUES, F.; GALANTE, D.; BOGGIANI, P.C.; SIMÕES, M.G. An advanced colonariid (Cnidaria) from the Ediacaran of Brazil and its evolutionary implications. *No prelo*.
- LI, C.; LOVE, G.D.; LYONS, T.W.; FIKE, D.A.; SESSIONS, A.L.; CHU, X. 2010. A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, Vol. **328** (5974):80-83.
- LOGAN, B.W. 1961. Cryptozoan and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *Journal of Geology*, Vol. **69**:517-533.
- LOGAN, B.W.; REZAK R.; GINSBURG R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, Vol. **72** (1):68-83.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. V.1. 136 p.
- MacDONALD, F.A.; SCHMITZ, M.D.; CROWLEY, J.L.; ROOTS, C.F.; JONES, D.S.; MALOOF, A.C.; STRAUSS, J.V.; COHEN, P.A.; JOHNSTON, D.T.; SCHRAG, D.P. 2010. Calibrating the Cryogenian. *Science*, Vol. **327** (5970):1241-1243.

- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, Vol. **8** (1):9-31.
- MALIVA, R.G.; KNOLL, A.H.; SIMONSON, B.M. 2005. Secular change in the Precambrian silica cycle: insights from chert petrology. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. **117** (7-8):835-845.
- MARGULIS, L.; TO, L.T.; CHASE, D. 1981. Microtubules, Undulipodia and Pillotina spirochetes. *Ann NY Acad Sci*, Vol. **361** (1):356–368.
- MAZZULLO, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments: perspectives. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **70** (1):10-23.
- MCGEE, B.; COLINS, A.S.; TRINDADE, R.I.F. 2012. G'day Gondwana – the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Res*, Vol. **21** (2):316-322.
- MCGEE, B.; COLLINS S.A.; TRINDADE R.I.F. 2013. A glacially incised canyon in Brazil: further evidence of Mid-Ediacaran Glaciation?. *Journal of Geology*, Vol. **121** (3):275-287.
- MCGEE, B.; COLLINS S.A.; TRINDADE R.I.F.; JOURDAN, F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciations and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, Vol. **62** (1):130-154.
- MELEZHIK, V.A.; FALLICK, A.E.; MEDVEDEV, P.V.; MAKARIKHIN, V.V. 1999. Extreme $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in 2.0 Ga magnetite-stromatolite-dolomite-red beds association in a global context: a case for world-wide signal enhancement by a local environment. *Earth-Sci Ver*, Vol. **48** (2):71-120.
- MEISTER, P.; MCKENZIE, J.A.; VASCONCELOS, C.; BERNASCONI, S.; FRANK, M.; GUTJAHR, M.; SCHRAG, D. P. 2007. Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin. *Sedimentology*, Vol. **54**(5):1007-1032.
- MILHOMEM-NETO, J.M.; NOGUEIRA, A.C.R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguaí Norte, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **43**:385-400.
- MILLIKEN, K.L. 1979. The silicified evaporite syndrome, two aspects of silicification history of former evaporate nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **49** (1):245-256.
- MOCZYDLOWSKA, M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, Vol. **167** (1):71-92.
- MONTY, C.L.V. 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: WALTER, M.R. (ed). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier, Vol. **20**, p. 193-249.

- MORAIS, L. 2013. Paleobiologia da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), Ediacarano, Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 112 pp.
- MORAIS, L.; PACHECO, M.L.A.F.; SANCHEZ, E.A.M.; FONTANETA, G.T.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.; LEME, J.M. 2012. Phosphate and evolutionary innovation: an example involving vase-shaped microfossils in Ediacaran rocks of Brazil. *In*: FERMOR/2012 – The Neoproterozoic Era: Evolution, Glaciation, Oxygenation. Londres, *Abstracts*, 125 pp.
- MOZLEY, P.S.; BURNS, S.J. 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **63**(5):1007-1008.
- NARBONNE, G.M.; JAMES, N.P.; RAINBIRD, R.H.; MORIN, J. 2000. Early Neoproterozoic (Tonian) Patch Reef Complex, Victoria Island, Arctic Canada. *In*: GROTZINGER, J.P.; JAMES, N.P. (eds). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, Vol. **67**:163-177.
- NARBONNE, G.M. 2004. Modular construction of early Ediacaran complex life forms. *Science*, Vol. **305** (5687):1141–1144.
- NARBONNE, G.M. 2010. Ocean Chemistry and Early Animals. *Science*, Vol. **328** (5974):53-54.
- NARBONNE, G.M.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Widerøe Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and early evolution of animals. *Geological Society America Bulletin*, Vol. **106**:1281-1292.
- NARBONNE, G.M.; GEHLING, J.G. 2003. Life after snowball: the oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, Vol. **31** (1): 27–30.
- NÉDÉLEC, A.; AFFATON, P.; FRANCE-LANORD, C.; CHARRIÈRE, A.; ALVARO, J. 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipé Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment. *Comptes Rendus Geoscience*, Vol. **339**(3):223-239.
- NOGUEIRA, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 173 pp.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, Vol. **31** (7):613-616.

- NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **36**: 576-587.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R.I.F.; FAIRCHILD, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, Vol. **237** (1):168-190.
- NOFFKE, N. 2010. Geobiology: microbial mats in sandy deposits from the Archean era to today. Berlin: *Springer-Verlag*, 194 pp.
- NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T.; KRUMBEIN, W.E. 2001. Microbially induced sedimentary structures- a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **71**:649-656.
- OLIVEIRA, R.S. 2010. Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá, Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 104 pp.
- PACHECO, M.L.A.F.; Galante, D.; Rodrigues, F.; Leme, J.M.; Pidassa, B.; Hagadorn, W.; Stockmar, M.; Herzen, J.; Rudnitzki, I.D.; Pfeiffer, F.; Marques, A.C. 2015. Insights into the Skeletonization, lifestyle, and affinity of the unusual Ediacaran fossil *Corumbella*. *Plos One*, Vol. **10**:e0114219.
- PERRY, R.S.; McLOUGHLIN, N.; LYNNE, B.Y.; SEPHTON, M.A.; OLIVER, J.D.; PERRY, C.C.; CAMPBELL, C.; ENGEL, M.H.; FARMER, J.D.; BRASIER, M.D.; STALEY, J. T. 2007. Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology*, Vol. **201**(1):157-179.
- PIACENTINI, T.; BOGGIANI, P. C.; YAMAMOTO, J. K.; FREITAS, B. T.; DA CRUZ CAMPANHA, G.A. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **37**(3):530-541.
- 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*, Vol. **228**:48-62.
- PINHO, F.E.C.; CHEMALE Jr., F. 2009. Relação Cráton Amazônico x Faixa Paraguai – vestígios de uma margem ativa durante o Neoproterozóico. In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Cuiabá, *Resumos*, p. 59.
- PLAYFORD, P.E.; COCKBAIN, A.E. 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **20**, p. 389-411.

- POPE, M.C.; GROTZINGER, J.P.; SCHREIBER, B.C. 2000. Evaporitic subtidal stromatolites produced by in situ precipitation: textures, facies associations, and temporal significance. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **70**(5):1139-1151.
- PORTER, S.M.; KNOLL, A.H. 2000. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *J. Information*, Vol. **26**(3):360-385.
- PORTER, S.M.; MEISTERFELD, R.; KNOLL, A.H. 2003. Vase-shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern testate amoebae. *Journal Information*, Vol. **77**(3):409-429.
- PREISS, W.V. 1976. Basic Field and Laboratory Methods for the Study of Stromatolites. In: WALTER, M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier, Vol. **20**, p. 5-13.
- PRUSS, S.B.; BOSAK, T.; MACDONALD, F.A.; MCLANE, M.; HOFFMAN, P.F. 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. *Precambrian Research*, Vol. **181** (1):187-198.
- QUADROS, L.D.; MELO, J.H.G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do Pré-Mesozóico. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. **1**(2):205-221.
- REID, R.P.; VISSCHER, P.T.; DECHO, A.W.; STOLZ, J.F.; BEBOUT, B.M.; DUPRAZ, C.; Macintyre, I.H.; Paerl, H.W.; Pinckney, J.L.; Prufert-Bebout, L.; Steppe, T.F.; DESMARAIS, D.J. 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, Vol. **406** (6799):989-992.
- RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.; SIAL, A.N. 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. **79**(3):519-527.
- RIDING, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, Vol. **47**:179-214.
- RIDING, R. 2006. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, Vol. **4**:299-316.
- RIDING, R. 2011. Microbial, stromatolites and thrombolites. In: REITNER, J.; THIEL, V. (eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. Berlin: *Springer*, pp. 635-654.
- ROMERO, G.R. 2010. Estromatólitos e estruturas associadas na Capa Carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, Grupo Araras, Faixa Paraguai (Neoproterozoico, MT). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 104 pp.
- ROMERO, G.R.; FAIRCHILD, T.R.; PETRI, S.; NOGUEIRA, A.C.R. 2009. Estromatólitos do Grupo Araras: evidências biogênicas pós-glaciação neoproterozoica no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai. In: XI Simpósio de

Geologia do Centro-Oeste e III Workshop do Cráton Amazônico. Cuiabá, *Resumos*, p. 73.

- ROMERO, G.R.; FAIRCHILD, T.R.; PETRI, S.; NOGUEIRA, A.C.R. 2011. Enigmáticas estruturas tubulares associadas a microbialitos da Formação Mirassol D'Oeste (Grupo Araras, Neoproterozoico. *In*: CARVALHO, I.S.; SRIVASTAVA, N.K.; LANA, C.C. (eds.). *Paleontologia: Cenários da Vida*. Rio de Janeiro: *Editora Interciência*, Vol. 3, p. 27-39.
- ROMERO, G.R.; MORAIS, L.; SANCHEZ, E.A.S.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.R.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012a. Same structures, different origins? Tubestones in stromatolitic mounds from the Ediacaran of Brazil. *In*: FERMOR/2012 – The Neoproterozoic Era: Evolution, Glaciation, Oxygenation. Londres, *Abstracts*, 125 pp.
- ROMERO, J.A.S.; LAFON, J.M.; NOGUEIRA, A.C.R.; SOARES, J.L. 2012b. Sr isotope geochemistry and PB-PB Geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, Vol. 55 (2):185-203.
- RUDNITZKI, I.D. 2015. Paleoambiente e Químioestratigrafia da Porção Superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 145 pp.
- RUDNITZKI, I.D.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Revista Brasileira Geociências*, Vol. 42 (4):633-645.
- RUDNITZKI, I.; ROMERO, G.R.; NOGUEIRA, A.C.R.; FAIRCHILD, T.R. 2012. Estromatólitos da Formação Nobres, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte (MT). *In*: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, *Abstracts*, CD-ROM.
- RUDNITZKI, I.D.; ROMERO, G.R.; HIDALGO, R.L.; NOGUEIRA, A.C.R. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: palinology and implications for disappearance of Neoproterozoic carbonate platform in the southern Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. *In press*.
- SANCHEZ, E.A.M. 2010. Micropaleontologia aplicada na interpretação estratigráfica e paleoclimática da transição entre paleoclimática da transição entre o Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico, Cabeceiras, GO). Dissertação Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 125 pp.
- SANCHEZ, E.A.M. 2015. Microbialitos e microfósseis da Formação Sete Lagoas, Neoproterozoico, Brasil: implicações geomicrobiológicas em um contexto de mudanças climáticas e evolutivas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 298 pp.

- SALLUM-FILHO, W. 1999. Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiococa (Proterozóico), ao sul de Itapeva, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 115 pp.
- SANJOFRE, P.; ADER, M.; TRINDADE, R.I.F.; ELIE, M.; LYONS, J.; CARTIGNY, P.; NOGUEIRA, A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the Snowball Earth. *Nature*, Vol. **478** (7367):93-97.
- SANSJOFRE, P.; TRINDADE, R.I.; ADER, M.; SOARES, J.L.; NOGUEIRA, A.C.; TRIBOVILLARD, N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record. *Precambrian Research*, Vol. **241**:185-202.
- SAUL, J.M.; SCHWARTZ, L. 2007. Cancer as a consequence of the rising level of oxygen in the Late Precambrian. *Lethaia*, Vol. **40** (3):211-220.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p. 5-25.
- SCHIEBER, J.; BOSE, P.K.; ERIKSSON, P.G.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W.; CATUNEANU, O. (eds.) 2007. Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Amsterdam: *Elsevier*, Vol. **2**, 200 pp.
- SCHOPF, J.W. 1992. Archean Paleobiology. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (eds). The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. New York: *Cambridge University Press*, p. 195-218.
- SCHOPF, J.W. 1994. *The oldest known records of life: Early Archean stromatolites, microfossils, and organic matter*. In: BENGTSON, S. (ed.). *Early life on Earth*. New York: *Columbia University Press*, p. 193-206.
- SCHOPF, J.W. 2001. Cradle of life: the discovery of Earth's earliest fossils. EUA: *Princeton University Press*, 392 pp.
- SEILACHER, A. 2007. Trace fossil analysis. Berlin: *Springer Science & Business Media*, 238 pp.
- SEMIKHATOV, M.; RAABEN, M. 1996. Dynamics of global diversity of Proterozoic Stromatolites, II: Africa, Australia, North America and general synthesis. *Strat. Geol. Correl.*, Vol. **4**:24-50.
- SHIN, E.A. 1983. Tidal Flat. In: Scholle, P.A.; Bobout, D.G.; Moore, C.H. (eds.). *Carbonate Depositional Environment*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, *Memoir*, Vol. **33**:173-210.
- SIBLEY, D.F.; GREGG, J.M. 1987. Classification of dolomite rocks texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **57** (6):967-975.
- SILVA Jr, J.B.; NOGUEIRA, A.C.R.; PETRI, S.; TRINDADE, R.I.F.; SIAL, A.N.; HIDALGO, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto

- Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d' Oeste, Mato Grosso. *Revista Brasileira Geociências*, Vol. **37** (3):595-606.
- SOARES, J.L. 2012. Paleoambiente e Isótopos de C e O da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT) Margem Sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 125 pp.
- SOARES, J. L.; NOGUEIRA, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. **38**(4):715-729.
- SOARES, J.L.; NOGUEIRA, A.C.R.; DOMINGOS, F.; RICCOMINI, C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *J S Am Earth Sci*, Vol. **48**, pp. 58-72.
- SRIVASTAVA, N. 2004. Estromatólitos. In: CARVALHO, I.S. Paleontologia. Rio de Janeiro: *Editora Interciência*, p. 171-191.
- SUGITANI, K. 1992. Geochemical characteristics of Archean chert and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: evidence for Archean seawater enriched in hydrothermally derived iron and silica. *Precambrian Research*, Vol. **57** (1):21-47.
- SUGITANI, K.; MIMURA, K.; SUZUKI, K.; NAGAMINE, K.; SUGISSAKI, R. 2003. Stratigraphy and sedimentary petrology of an Archean volcanic sedimentary succession at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Block, Western Australia: implications of evaporite and barite deposition. *Precambrian Research*, Vol. **120** (1):55-79.
- TRINDADE, R.I.F.; FONT, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.D.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, Vol. **15**:441-446.
- TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.; TRINDADE, R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, Vol. **147**:193–222.
- TOHVER, E.; TRINDADE, R.I.F.; SOLUM, J.G.; HALL, C.M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.R. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, Vol. **38** (3):267-270.
- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, Vol. **82**:1-112.
- TROMPETTE, R.; DE ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil): depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Science*, Vol. **11** (6):587-597.
- TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. (eds). 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford: *Blackwell*, 482 pp.

- TURNER, E.C.; JAMES, N.P.; NARBONNE, G.M. 2000. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios*, Vol. **15** (2):87-111.
- VAN DEN BOORN, S.H.J.M.; CAN BERGEN, M.J.; VROON, P.Z.; DE VRIES, S.T.; NIJMAN, W. 2010. Silicon isotope and trace element constraints on the origin of 3.5 Ga cherts: implications of Early Archaean marine environments. *Geochim Cosmochim Acta*, Vol. **74** (3):1077-1103.
- VASCONCELOS, C.; WARTHMANN, R.; MCKENZIE, J.A.; VISSCHER, P.T.; BITTERMANN, A.G.; VAN LITH, Y. 2006. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: modern Precambrian relics? *Sedimentary Geology*, Vol. **185** (3):175-183.
- WALKER, J.C.G. 2001. Strange weather on Snowball Earth. In: Earth System Processes Global Meetings - The Snowball Earth Hypothesis: Theory and Observations. *Petland, online abstracts. Disponível em: https://gsa.confex.com/gsa/2001ESP/finalprogram/abstract_7029.htm*
- WALTER, M.R. (ed.). 1976. Stromatolites. Developments in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier, Vol. **20**, 790 pp.
- WALTER, M.R. 1977. Interpreting stromatolites. *American Scientist*, Vol. **65**:563-571.
- WALTER, M.R.; HEYS, G.R. 1985. Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites. *Precambrian Research*, Vol. **29**(1):149-174.
- WALTER, M.R.; GROTZINGER, J.P.; SCHOPF, J.W. 1992. Proterozoic stromatolites. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (eds). The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. New York: Cambridge University Press, p. 253-260.
- WARREN, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sci Rev*, Vol. **52** (1):1-81.
- WARREN, L.V.; PACHECO, M.L.A.F.; FAIRCHILD, T.R.; SIMÕES, M.G.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P.C.; CÁ CERES, A.A. 2012. The dawn of animal skeletogenesis: Ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan *Corumbella weneri*. *Geology*, Vol. **40** (8):691-694.
- WARREN, L.V.; SIMÕES, M.G.; FAIRCHILD, T.R.; RICCOMINI C.; GAUCHER, C.; ANELLI, L.E.; FREITAS B.T.; BOGGIANI P.C.; QUAGLIO F. 2013. Origin and impact of the oldest metazoan bioclastic sediments. *Geology*, Vol. **41** (4):507-510
- WEISS, M.P. 1969. Oncolites, Paleocology and Laramide Tectonics, Central Utah. *AAPG Bulletin*, Vol. **53**:1105-1120.
- WRIGHT, L.A.; WILLIAMS, E.G.; CLOUD, P. 1974. Stratigraphic cross section of Proterozoic Noonday Dolomite, War Eagle Mine area, Southern Nopah Range, Eastern California. In: TROXEL, B.W. (ed.). Guidebook - Death Valley Region, California and Nevada. Geological Society of America Field Trip Number 1, 70th

Annual Meeting, Cordilleran Section. California: *The Death Valley Publishing Company*, p. 36.

ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis da parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 218 pp.

ZAINE, M.F.; FAIRCHILD, T.R. 1985. Comparison of *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. **57** (1):130.

ZAINE, M.F.; FAIRCHILD, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia. Camboriú, *Anais*, pp. 797-807.

ANEXOS

ANEXO I- Listagem de amostras deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP

Localidade	Formação	Amostra	Descrição
Pedreira Terconi	Mirassol D´Oeste	TRF-1	Laminitos microbianos
		TRF-2	Laminitos microbianos
		TRF 3	Laminitos microbianos
		TRF-4	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-5	Laminitos microbianos
		TRF-6	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-7	Laminitos microbianos
		TRF-8	Laminitos microbianos e estruturas tubulares
		TRF-9	Megapeloides e Megamarcas onduladas
Fazenda Santo Antônio		FAZ-1	Laminitos microbianos
		FAZ-2	Laminitos microbianos

		FAZ-3	Laminitos microbianos
Pedreira Emal-Camil	Nobres	EM-01	Estromatólitos
		EM-02	Estromatólitos
		EM-03	Estromatólitos
		EM-04	Estromatólitos
		EM-05	Estromatólitos
		EM-06	Estromatólitos
		EM-07	Estromatólitos
		EM-08	Estromatólitos
		EM-09	Estromatólitos
		EM-10	Estromatólitos
		EM-11	Estromatólitos
		EM-12	Estromatólitos
BR-070-01		BR-01	Estromatólitos
		BR-02	Estromatólitos
		BR-03	Estromatólitos
		BR-04	Estromatólitos
		BR-05	Estromatólitos
		BR-06	Estromatólitos
		BR-07	Estromatólitos
		BR-08	Estromatólitos
		BR-09	Estromatólitos
		BR-10	Estromatólitos
		BR-11	Estromatólitos

	Nobres	BR-12	Estromatólitos
		BR0-13	Estromatólitos
BR-070-2		CER-01	Estromatólitos
		CER-02	Estromatólitos
		CER-03	Estromatólitos
		CER-04	Estromatólitos
		CER-05	Estromatólitos
Pedreira Império	Sepotuba	Imp-01	Estromatólitos
		Imp-02	Estromatólitos
		Imp-03	Estromatólitos
		Imp-04	Estromatólitos
		Imp-05	MISS
		Imp-06	MISS
		Imp-07	MISS
		Imp-08	MISS
		Imp-09	MISS
Morraria do Sul	Bocaina (?)	MS-01	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-02	Estromatólito e estruturas tubulares
		MS-03	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-04	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-05	Estromatólitos e estruturas tubulares

		MS-06	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-07	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-08	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-09	Estromatólitos e estruturas tubulares
		MS-10	Estromatólitos e estruturas tubulares
Forte de Coimbra	Bocaina (?)	FC-01	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-02	Estromatólito
		FC-03	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-04	Estromatólito
		FC-05	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-06	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-07	Estromatólitos e estruturas tubulares
		FC-08	Estromatólito
Porto Morrinhos	Bocaina	PM-01	Estromatólito
		PM-02	Estromatólito
		PM-03	Estromatólito
		PM-04	Estromatólito

ANEXO II- Listagem de lâminas petrográficas deste estudo depositadas no Laboratório de Paleobiologia do IGc – USP.

Localidade	Formação	Lâmina Petrográfica	Descrição
Pedreira Terconi	Mirassol D'Oeste	TRF-01	Laminação microbiana
		TRF-02	Laminação microbiana
		TRF-03	Laminação microbiana
		TRF-04	Laminação microbiana e estrutura tubular
		TRF-05	Laminação microbiana
		TRF-06	Estrutura tubular
		TRF-07	Laminação microbiana
		TRF-08	Laminação microbiana e estrutura tubular
		TRF-09	Megapeloides
		TRF-10	Megapeloides
		TRF-11	Laminação microbiana
		TRF-12	Estrutura tubular
		TRF-13	Laminação microbiana
		FAZ-01	Laminação microbiana

Fazenda Santo Antônio		FAZ-02	Laminação microbiana	
		FAZ-03	Laminação microbiana	
Pedreira Emal-Camil	Nobres	EM-01	Laminação microbiana	
		EM-02	Laminação microbiana	
		EM-03	Laminação microbiana	
		EM-04	Laminação microbiana	
		EM-05	Laminação microbiana	
BR-070 1		BR1-01	Laminação microbiana	
		BR1-02	Laminação microbiana	
		BR1-03	Laminação microbiana	
		BR1-04	Laminação microbiana	
BR-070 2		CER-01	Laminação microbiana	
		CER-02	Laminação microbiana	
		CER-03	Laminação microbiana	
			Imp-01	Laminação microbiana
			Imp-02	Laminação microbiana

Pedreira Império	Sepotuba	Imp-03	Laminação microbiana
		Imp-04	Laminação microbiana
		Imp-05	Laminação microbiana
		Imp-06	Laminação microbiana
		Imp-07	Laminação microbiana
		Imp-08	MISS
		Imp-09	MISS
Morraria do Sul	Bocaina (?)	MS-01	Laminação microbiana
		MS-02	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-03	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-04	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-05	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-06	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-07	Laminação microbiana

		MS-08	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-09	Laminação microbiana e estrutura tubular
		MS-10	Laminação microbiana
Forte de Coimbra		FC-01	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-02	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-03	Laminação microbiana e estrutura tubular
		FC-04	Laminação microbiana
		FC-05	Laminação microbiana
Porto Morrinhos	Bocaina	PM-01	Laminação microbiana
		PM-02	Laminação microbiana
		PM-03	Laminação microbiana