



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MICROPALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO TAMENGO, ECO
PARQUE CACIMBA DA SAÚDE, EDIACARANO, GRUPO
CORUMBÁ, ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL, BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 325

Thais Cardoso Tobias

Brasília – DF, julho de 2014



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MICROPALEONTOLOGIA DA FORMAÇÃO TAMENGO, ECO
PARQUE CACIMBA DA SAÚDE, EDIACARANO, GRUPO
CORUMBÁ, ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL, BRASIL**

Thais Cardoso Tobias

Orientador:

Prof. Dr. Dermeval Aparecido do Carmo (IGD – UnB)

Examinadores:

Prof. Luiz Padilha de Quadros – CENPES/PETROBRAS

Prof. Detlef H. G. Walde – IG/UnB

Brasília – DF, julho de 2014

Agradecimentos

Agradeço a Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis – ANP, Petróleo Brasileiro S.A - PETROBRAS e a Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos - FINATEC pela concessão de bolsa de pesquisa através do projeto EDIACARIANO, fundamental ao desenvolvimento da minha pesquisa e permanência em Brasília.

Ao Museu de Ciências da Terra e Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e aos técnicos que gentilmente me receberam Irma Yamamoto e Rodrigo Machado.

Aos professores do IG/UnB, em especial Dra. Edi Guimarães e Dr. Detlef Walde por me ajudarem a entender diversos aspectos da minha área de estudos.

Aos professores Dr. Aguinaldo Silva, da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS e Dr. Paulo Suarez, da Universidade de Brasília - UnB pela enorme colaboração em campo.

À professora Silane Caminha da Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT pelas sugestões e conselhos durante a realização deste trabalho.

Ao Dr. Vladimir Sergeev do Instituto Geológico da Academia Russa de Ciências pelo auxílio na identificação dos microfósseis e pelos artigos gentilmente cedidos.

Aos meus pais Otávio e Fátima por seus valiosos ensinamentos, em especial a minha mãe pelo constante apoio e incentivo que me permitiram completar mais esta etapa.

Ao meu amado companheiro Frederico por me apoiar, sempre bem humorado e compreensivo, e me dar forças nos momentos mais difíceis. Aos meus amigos Dálete e Ladir Heitor pela revisão do texto, mesmo não entendendo nada do assunto.

Aos meus primos Eudezio, Maria Luiza e Mariana, por me acolherem tão bem nos meus primeiros meses de Brasília.

À minha amiga Evelyn Sanchez pela inestimável amizade, sugestões, correções, “tráfico” de artigos e ensinamentos, que foram de extrema importância.

Aos meus amigos Christian Valdivia e Rafael Oliveira pela amizade e as várias consultorias na edição de imagens.

Ao colega Lucas Antonietto pelas discussões muitas vezes polêmicas, sugestões e pelo enorme auxílio com traduções. Aos meus amigos Juliana Vasconcelos, David Pinho, Matheus Denezine, Dennin Quispe, Rodrigo Adorno e Ricardo Paiva pela companhia. Vocês tornaram meus dias mais felizes.

Aos que não foram citados, mas que participaram direta ou indiretamente na conclusão deste trabalho. A todos vocês muito obrigada!

A dúvida é o princípio da sabedoria

Aristóteles

II

RESUMO

A Formação Tamengo destaca-se devido ao seu conteúdo fossilífero, que abrange microfósseis de parede orgânica (palinomorfos), vendotenídeos e metazoários mineralizados do Ediacarano *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*. No Eco Parque Cacimba da Saúde, no Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, em um afloramento contendo 16 m de espessura ocorrem estes dois metazoários. *Corumbella weneri* ocorre em siltitos da porção basal, enquanto que *Cloudina lucianoi* ocorre em carbonatos da porção basal e superior deste afloramento. Oito espécies foram identificadas: *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Myxococcooides* sp.1, *Bavlinella faveolata*, *Rugosoopsis?* sp.1, *Melanocyrrillium?* sp.1, *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*. As quatro primeiras espécies são palinomorfos classificados como esferomorfos, *Rugosoopsis?* sp.1 é um palinomorfo filamentosos, *Melanocyrrillium?* sp.1 é um palinomorfo vasiforme e *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri* são microfósseis alongados e mineralizados. A predominância de esferomorfos corresponde a biozona “*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*” (ELP), observada em assemblagens pós-glaciação Marinoana em bacias sedimentares da Austrália. No entanto, metazoários não foram descritos para esta biozona, o que impediu tal classificação para a assemblagem recuperada no Eco Parque. Mesmo assim, a partir do afloramento estudado foi possível reconhecer um intervalo bioestratigráfico caracterizado na base pelo aparecimento de *Corumbella weneri* e o topo pelo desaparecimento de *Cloudina lucianoi*. Além disso, foi realizada a análise de evolução termal utilizando o índice de alteração termal (IAT). Os palinomorfos apresentaram valores de IAT entre três e quatro, o que indica elevada maturação termal, estimada em 200°C, possivelmente resultado de anquimetamorfismo. Este alto grau de maturação resultou no escurecimento dos palinomorfos, impossibilitando a identificação de diversos espécimes, provavelmente reduzindo a identificação da diversidade fossilífera real da Formação Tamengo.

Palavras-chave: Ediacarano, Formação Tamengo, taxonomia, palinomorfos, *Cloudina lucianoi*, *Corumbella weneri*.

ABSTRACT

The Tamengo Formation is an Ediacaran unit that is remarkable for its fossil content, which includes organic-walled microfossils (palynomorphs), vendotenids and the mineralized metazoans *Cloudina lucianoï* and *Corumbella weneri*. These two metazoans are present in the locality “Eco Parque Cacimba da Saúde”, 16 m thick outcrop in the Municipality of Corumbá, Mato Grosso do Sul State. *Corumbella weneri* occurs in the siltstones of the outcrop’s basal portion, while *Cloudina lucianoï* is present in the limestones spread trough the outcrop’s entirety, but mainly in its upper portion. Eight species were identified: *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Myxococcooides* sp. 1, *Bavlinella faveolata*, *Rugosoopsis?* sp. 1, *Melanocyrrillium?* sp.1, *Cloudina lucianoï* and *Corumbella weneri*. The first four species are classified as sphaeromorphous palynomorphs, while *Rugosoopsis?* sp. 1 is a filamentous palynomorph, *Melanocyrrillium?* sp. 1 a vase-shaped palynomorph and *Cloudina lucianoï* and *Corumbella weneri* are elongated and mineralized macrofossils. The predominance of sphaeromorphs in the fossil records correlates this formation to the "Ediacaran Leiosphere Palynoflora" (ELP), observed in post-Marinoan glaciation assemblages of Australian sedimentary basins. However, mineralized metazoans have not been described for the latter biozone, preventing any correlations with the assemblage recovered at the “Eco Parque”. Therefore, a biostratigraphic interval characterized by lowest appearance of *Corumbella weneri* and, in the upper part, by the last occurrence *Cloudina lucianoï*. The palynomorphs were submitted to thermal evolution analysis using the thermal alteration index (TAI). TAI values ranged between three and four, indicating high thermal maturity of the basin, which was submitted during its evolution to temperatures estimated at 200 ° C, possibly as a result of anquimetamorfism. Moreover, this high degree of maturation resulted in darkening of palynomorphs, which hindered the identification of several specimens and probably thwarted the access of the actual fossiliferous diversity of the Tamengo Formation.

Key-words: Ediacaran, Tamengo Formation, taxonomy, palynomorphs, *Cloudina lucianoï*, *Corumbella weneri*.

Sumário

Agradecimentos	I
RESUMO	III
ABSTRACT	IV
Índice de figuras	VI
Índice de tabelas	VIII
1. INTRODUÇÃO.....	9
1.1. Objetivos.....	10
1.2. Justificativa.....	10
2. ÁREA E MATERIAL DE ESTUDOS.....	11
3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO TAMENGO.....	17
3.1. Grupo Corumbá	21
4. MÉTODOS DE TRABALHO.....	17
4.1. Preparação palinológica.....	17
4.2. Análise das lâminas petrográficas.....	18
4.3. Análise colorimétrica.....	19
5. PALEONTOLOGIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO NEOPROTEROZOICO 26	
5.1. Microbialitos.....	26
5.2. Microfósseis de parede orgânica	28
5.3. Microfósseis mineralizados	29
5.4. Considerações bioestratigráficas e paleoambientais do Ediacarano no Brasil ...	32
5.5. Condições paleogeográficas no Neoproterozoico	38
5.6. Condições paleoambientais no Neoproterozoico.....	40
6. RESULTADOS	47
6.1. Taxonomia.....	47
6.1.1. Palinomorfos.....	47
6.1.2. Microfósseis mineralizados	56
6.2. Análise da sucessão fossilífera	63
6.3. Ensaio de zoneamento	65
6.4. Maturação térmica	65
7. DISCUSSÃO.....	68
8. CONCLUSÕES.....	72
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de acesso ao Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Centro Oeste do Brasil (Fonte: Google maps).	11
Figura 2. Localização do Eco Parque Cacimba da Saúde no Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Google Maps.	12
Figura 3. Entrada do Eco Parque Cacimba da Saúde a partir da Alameda Tamengo, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Google Maps.....	12
Figura 4. Porção média e superior do afloramento onde as amostras foram coletadas. Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Escala corresponde a aproximadamente 1,75 m.	13
Figura 5. Fraturas preenchidas por gipso na base do afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul.	14
Figura 6. Coluna litoestratigráfica da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde, Corumbá, Mato Grosso do Sul, Brasil, com o posicionamento das amostras coletadas (número de tombamento - MP) e fotomicrografias, realizadas em microscópio estereoscópico Zeiss Stereo Discovery. V20. Escala: 1 mm.	16
Figura 7. Fluxograma de preparação palinológica das amostras.....	18
Figura 8. Índice de alteração térmica ou IAT “ <i>Thermal Index Alteration - TAI</i> ” (Modificado de Traverse, 1988).	19
Figura 9. Mapa geológico da faixa Paraguai (Modificado de Alvarenga et al., 2010).	21
Figura 10. Coluna litoestratigráfica do Grupo Corumbá e seu contexto deposicional (Modificado de Gaucher et al. 2003 e de Oliveira, 2010).	25
Figura 11. Abundância dos Estromatólitos ao longo do tempo (Modificado de Awramik, 1991).	27
Figura 12. Vistas de <i>Cloudina hartmannae</i> Germs, 1972. A: cortes esquemáticos. B: vista lateral de exemplar tridimensional recuperado a partir de ocorrências do Ediacarano da China (adaptado de Hua et al., 2005). Escala equivale a 1000 µm.	31
Figura 13. <i>Corumbella wernerii</i> Hahn et al., 1982. A: Reconstituição original (Hahn et al., 1982); B: Reconstituição de Babcock et al. (2005); C: Reconstituição de Pacheco et al. (2011).	31
Figura 14. Variação do tamanho dos acritarcos ao longo do Proterozoico e início do Fanerozoico. O círculo preenchido representa a média máxima do tamanho da vesícula. O triângulo representa o tamanho médio da vesícula medido através de fotografias. O círculo vazio	

representa o tamanho médio conforme a descrição da espécie (Modificado de Huntley et al., 2006).....	34
Figura 15. Estimativa de diversidade taxonômica dos acritarcos. As barras foram adaptadas de Knoll (1994) e os círculos foram adaptados de Vidal & Moczydlowska-Vidal (1997). As linhas verticais representam o limite das Eras e a linha tracejada representa o surgimento dos organismos da biota de Ediacara. A faixa cinza representa o Criogeniano, período em que ocorreram diversas glaciações globais (Modificado de Huntley et al, 2006).....	35
Figura 16. Abundância relativa dos acritarcos acantomorficos em (A) intervalo inferior, biozona 1 e (B) intervalo superior, biozona 2, da Formação Doushantuo. NP = ausente (Modificado de McFadden et al., 2009).	38
Figura 17. Desenho esquemático das posições dos paleocontinentes durante o Neoproterozoico. (Modificado de Li et al., 2008).....	43
Figura 18. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Sturtiana. Em destaque a ocorrência na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).	44
Figura 19. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Marinoana. Em destaque ocorrências na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).....	45
Figura 20. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Gaskiers. Em destaque a ocorrência na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).	46
Figura 21. Microfósseis recuperados na Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Corumbá, Mato Grosso do Sul. A) <i>Leiosphaeridia crassa</i> (Pykhova 1973) (CP-741; MP1590); B) <i>Bavlinella faveolata</i> Vidal, 1976 (CP-741; MP1590); C) <i>Leiosphaeridia tenuissima</i> Eisenack, 1958 (CP-738; MP1598); D) <i>Melanocyrrillum?</i> sp.1 (CP744; MP1612); E) <i>Rugosopsis?</i> sp.1 (CP-741; MP1590); F,G) <i>Myxococcoides</i> sp.1 (CP-741; MP1590); H) <i>Cloudina lucianoi</i> (Beurlen & Sommer, 1957) (CP-744; MP1612); I) <i>Corumbella weneri</i> Hahn et al., 1982 (CP-738; MP1598). Escala: A, B, F, G = 10 µm; C = 50 µm; D = 100 µm; E = 5 µm; H = 200 µm; I = 1 cm.	61
Figura 22. Índice de alteração térmica (IAT) da matéria orgânica da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Mato Grosso do Sul.....	66
Figura 23. Comparação entre a distribuição estratigráfica da Formação Tamengo obtidas por Gaucher et al. (2003) e no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Mato Grosso do Sul. As espécies em negrito foram observadas nos dois trabalhos, a caixa laranja delimita o possível intervalo correspondente da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde.....	71

Índice de tabelas

Tabela 1. Ocorrência das espécies no afloramento da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil.	64
--	----

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho aborda a descrição e identificação de microfósseis de parede orgânica e metazoários da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. Este estudo investiga a taxonomia, seu significado bioestratigráfico e maturação termal dos palinomorfos, de modo a contribuir para a compreensão da história geobiológica do final do Neoproterozoico do Brasil.

O estudo de microfósseis do Pré-Cambriano (4,0 – 0,541 Ma) é uma importante ferramenta para a compreensão de diversos aspectos relativos ao surgimento e evolução da vida. Estes aspectos referem-se às condições climáticas e geográficas únicas em que estes organismos surgiram e evoluíram.

A evolução da vida e do paleoambiente aconteceu em um contexto de transformações paleoclimáticas que envolve no mínimo três grandes glaciações: Sturtiana (cerca de 725 Ma), Marinoana (cerca de 635 Ma) e Gaskiers (580 Ma). Diversas hipóteses tentam explicar a ocorrência destas glaciações em escala global, dentre elas a hipótese do “*Snowball Earth*”, que se baseia na configuração geográfica em que tais glaciações ocorreram. No início do Neoproterozoico os blocos continentais estavam aglutinados na região equatorial, formando o supercontinente Rodínia. Em torno de 900 Ma este supercontinente iniciou sua quebra e deriva, formando diversos mares e oceanos rasos e cheios de nutrientes, o que pode ter favorecido a vida (Li et al., 2008). Neste contexto, o estudo de fósseis do Neoproterozoico ganha grande importância, pois oferece oportunidade de entender os modos evolutivos que moldaram a vida primeva, bem como acessar a origem de vários grupos.

No entanto, para que o entendimento fique completo, é necessário entender os modos evolutivos que operam desde o aparecimento da vida. Os fósseis mais antigos datam do Arqueano (4,0 – 2,5 Ga), apesar de que a presença de alguns elementos químicos em sedimentos do Hadeano levaram alguns autores a discutirem se de fato a vida surgiu no Arqueano ou se seria mais antiga (Schopf, 1993, 1995; Knoll, 2003; Brasier et al., 2006; Schopf et al., 2007; Peters & Williams, 2012).

No Paleoproterozoico (2,5 – 1,6 Ga), dois fatos merecem destaque: o início da fotossíntese oxigênica realizado por organismos procariontes (Knoll, 2003) e o surgimento dos eucariontes em torno de 1,8 Ga, evidenciado por um acritarco recuperado no Grupo

Changheng, China (Huntley et al. 2006; Fairchild et al., 2012). No Mesoproterozoico (1,6 – 1,0 Ga) a biosfera era composta principalmente por procariontes, com pouca contribuição dos eucariontes para a produtividade ou diversidade até o último quarto desta era, quando ocorreu uma grande diversificação dos eucariontes (Butterfield, 2001). No Neoproterozoico (1,0 – 0,541 Ga), ocorreu a contínua diversificação dos eucariontes, processo denominado de “*Neoproterozoic revolution*” ou “revolução do Neoproterozoico”, quando os eucariontes passaram a “substituir” os procariontes (Sergeev, 2001). Além disso, surgiram os acritarcos acantomórficos, protistas em forma de vaso, filamentos ramificados e fósseis biomineralizados, um prelúdio da radiação dos metazoários no final do Neoproterozoico e início do Fanerozoico, o que torna o registro do Neoproterozoico, além de importante do ponto de vista paleobiológico, uma ferramenta cronobioestratigráfica confiável (Sergeev, 2001). No Brasil, foi justamente a ocorrência de dois importantes metazoários fósseis, *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*, que permitiu atribuir a Formação Tamengo, Grupo Corumbá, ao Ediacarano.

1.1. Objetivos

Este trabalho teve como objetivo geral fazer um estudo micropaleontológico da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. Para isso, os objetivos específicos foram:

- Descrever e identificar os fósseis da Formação Tamengo com ocorrência no Eco Parque Cacimba da Saúde;
- Propor um ensaio de zoneamento bioestratigráfico;
- Fazer uma análise da maturação térmica das rochas estudadas através do índice IAT.

1.2. Justificativa

A Formação Tamengo apresenta dois importantes fósseis metazoários do Ediacarano: *Corumbella weneri* Hahn et al (1982) e *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957). O primeiro com ocorrência restrita a Formação Tamengo e o segundo com ocorrências em outras localidades, tais como Namíbia (Germs, 1972), Canadá (Hofmann & Mountjoy, 2001), México (Sour Tovar et al., 2007) e China (Hua et al., 2003, 2005, 2007). Sendo assim, o já conhecido potencial fossilífero desta formação inspirou uma investigação mais aprofundada desta unidade no afloramento estudado.

2. ÁREA E MATERIAL DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho localiza-se no Eco Parque Cacimba da Saúde, bairro Dom Bosco, norte do Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil (Fig. 1). O acesso ao Eco Parque Cacimba da Saúde pode ser realizado a partir da Alameda Tamengo, a oeste do Porto Geral de Corumbá, próximo ao canal do Tamengo (Figs. 2 e 3).



Figura 1. Mapa de acesso ao Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Centro Oeste do Brasil (Fonte: Google maps).

De acordo com Figueiredo (2010), o Eco Parque Cacimba da Saúde é uma Unidade de Conservação Municipal criada pelo Decreto Lei nº 122 em 28 de junho de 2001, com o intuito de proteger a diversidade biológica local e assim proporcionar aos visitantes e a comunidade local programas de educação ambiental.



Figura 2. Localização do Eco Parque Cacimba da Saúde no Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Google Maps.



Figura 3. Entrada do Eco Parque Cacimba da Saúde a partir da Alameda Tamengo, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Fonte: Google Maps.

Para este trabalho foram coletadas 27 amostras ao longo de uma seção aflorante da Formação Tamengo (Fig. 4; coordenadas UTM: 0429794 m L; 7899135 m N, zona 22K, SAD

69), que possui em torno de 16 m de espessura composta por calcários e siltitos contendo níveis de margas e folhelhos. Estas amostras foram coletadas tanto nos horizontes carbonáticos, onde ocorrem *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957), quanto nos siliciclásticos, onde além de *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982, há maiores possibilidades de recuperação de palinomorfos.



Figura 4. Porção média e superior do afloramento onde as amostras foram coletadas. Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul. Escala corresponde a aproximadamente 1,75 m.

Os horizontes carbonáticos apresentam-se recristalizados, compostos principalmente por calcita, raramente contendo quartzo e esmectita. Os horizontes siliciclásticos pelíticos apresentam constituição mineral composta principalmente por esmectita, illita, clorita e quartzo, sendo que, este último, raro na fração argila, exceto no nível basal, onde ocorre a *Corumbella weneri*. Em lâminas petrográficas, os pelitos silte-argilosos laminados deste nível basal são constituídos principalmente por quartzo e apresentam finas lâminas de cristais de gipso, que em alguns casos estão substituídos por calcita. Nos níveis pelíticos inferiores onde ocorrem *Corumbella weneri* e gipso, esta associação parece indicar que o ambiente saturado em sulfato é favorável à vida ou à preservação de *Corumbella weneri* (Guimarães et al., 2014).

O afloramento está subdividido neste trabalho em três porções de aproximadamente cinco metros: basal, intermediária e superior. A porção basal é constituída por três litotipos: siltito, calcarenito fino e calcarenito médio. A camada basal de siltito bege laminado apresenta fraturas preenchidas por gipso e possui em torno de 1,4 m de espessura, onde ocorre o nível fossilífero com *Corumbella weneri* (Figs. 5 e 6: amostra MP1599 à MP1594). Esta camada é sobreposta por 15 cm de calcarenito fino, maciço, de cor cinza, onde foi coletada a amostra MP1593 (Fig. 6). Acima deste nível há um pacote de siltito com aproximadamente 70 cm de espessura (Fig. 6: amostras MP1592 a MP1590). Sobreposto por dois metros e meio de calcarenito médio (Fig. 6: amostras MP1600 a MP1604).



Figura 5. Fraturas preenchidas por gipso na base do afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul.

A porção intermediária do afloramento é composta pela intercalação de dois litotipos: calcarenito médio, de cor cinza, aparentemente maciço e siltito bege laminado contendo aproximadamente 6 m (Fig. 6: amostras MP1605 a MP1609).

A porção superior é composta por dois litotipos: calcarenito médio e siltito. O calcarenito médio possui em torno de três metros de espessura, cor cinza, é maciço e apresenta níveis contendo fragmentos do exoesqueleto de *Cloudina lucianoi* (Fig 6: amostras MP1610 à MP1612). A camada de siltito bege laminado possui aproximadamente um metro de espessura, sobreposto por uma camada de calcarenito maciço de cor cinza com 30 cm próximo ao topo, sendo este composto por camada de siltito bege laminado, com espessura de aproximadamente um metro (Fig. 6: amostras MP1613 à MP1616).

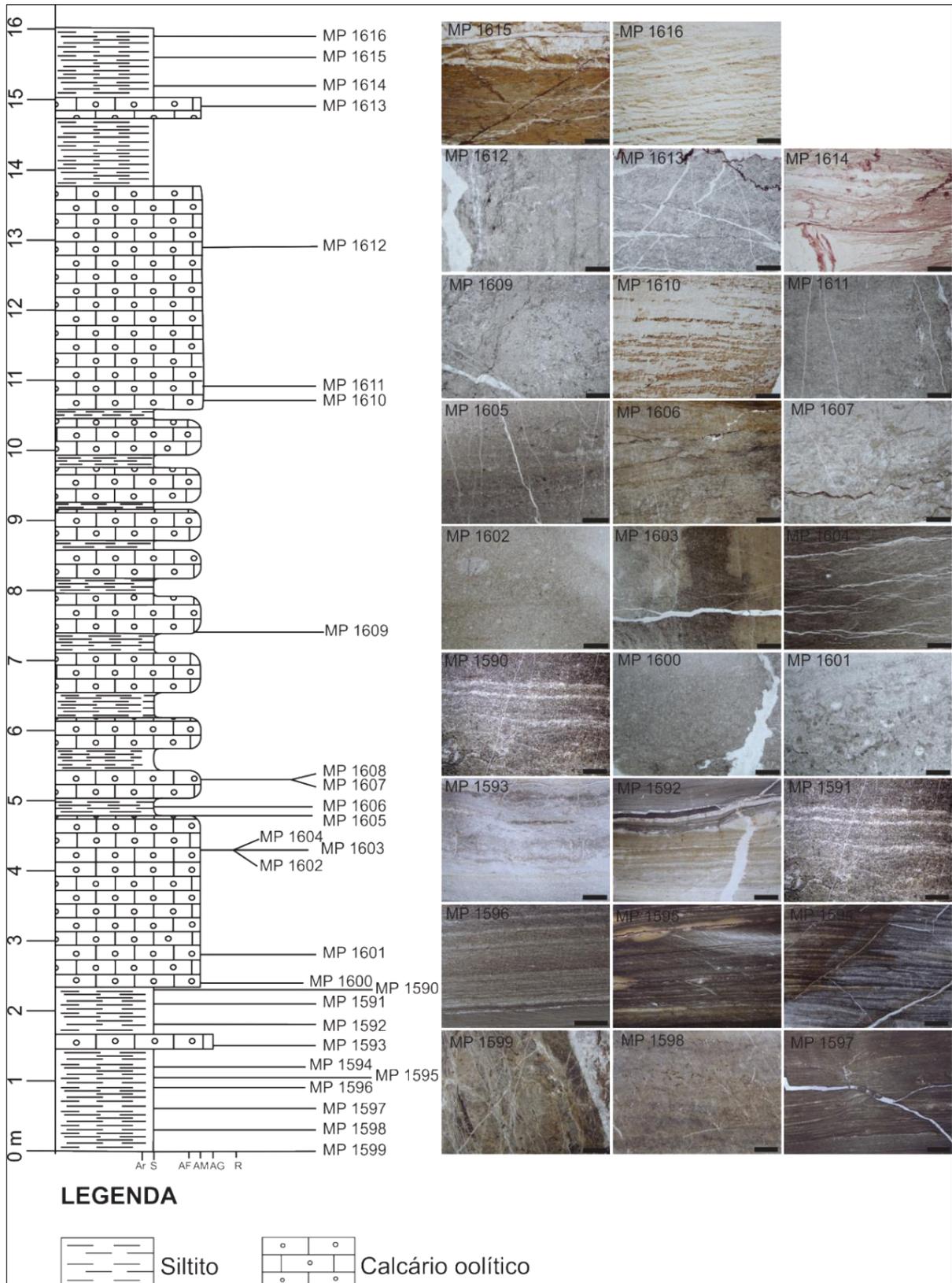


Figura 6. Coluna litoestratigráfica da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde, Corumbá, Mato Grosso do Sul, Brasil, com o posicionamento das amostras coletadas (número de tombamento - MP) e fotomicrografias, realizadas em microscópio estereoscópico Zeiss Stereo Discovery. V20. Escala: 1 mm.

3. MÉTODOS DE TRABALHO

O método de trabalho pode ser dividido em duas fases denominadas de campo e laboratório, respectivamente. Duas etapas de campo foram realizadas, sendo a primeira no período de 11 a 17 de abril de 2012, com a participação dos professores Dr. Dermeval do Carmo, Dr. Detlef Walde, Dra. Edi Guimarães, Dra. Lucieth Cruz, Dr. Paulo Suarez, Dra. Silane Caminha e o estudante de pós-graduação David Pinho, quando as 27 amostras foram coletadas. A segunda etapa ocorreu entre os dias 4 e 9 de agosto de 2013, durante o evento *Corumbá Meeting 2013*, e contou com a participação de pesquisadores de diversas instituições, nacionais e internacionais, especialistas no Ediacarano. Este segundo campo teve o intuito de reconhecimento do contexto geológico geral do Grupo Corumbá, com visita a cinco afloramentos, entre eles o Eco Parque Cacimba da Saúde.

Após a coleta, as amostras foram tombadas Coleção de Pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia do IG/UnB. Cada amostra recebeu um número único, sob o prefixo MP, e uma ficha catalográfica, onde constam as principais informações da amostra. Em seguida cada amostra foi fracionada e distribuída aos laboratórios associados para a realização de outras análises. Esse procedimento tem como propósito facilitar consultas futuras ou preparações adicionais, garantindo a idoneidade das informações.

O método de trabalho empregado consistiu de duas preparações micropaleontológicas distintas utilizando uma mesma amostra: lâminas delgadas e palinológicas (maceração). A partir das lâminas palinológicas duas análises foram realizadas: a identificação de microfósseis de parede orgânica (taxonomia) e a análise colorimétrica através do “*thermal index alteration*” (TAI), ou índice de alteração térmica (IAT).

3.1. Preparação palinológica

A preparação palinológica seguiu a metodologia clássica, com a dissolução da porção mineral da rocha utilizando ácidos (HF e HCl), para então concentrar os palinomorfos, resistentes ao ataque de tais ácidos, através da decantação. Modificações sugeridas por Quadros (comunicação verbal, 2011), como a não utilização de centrífuga e peneiras, que poderiam resultar na degradação do fóssil também foram incorporadas no protocolo de análise.

Sendo assim, cerca de 80 g de amostra fresca foi mecanicamente desagregada em fragmentos de poucos centímetros até o tamanho de grânulos (aproximadamente 4 mm). Esses fragmentos foram colocados em 100 ml de ácido clorídrico a 32 %, durante duas horas para

dissolver os carbonatos. O passo seguinte consistiu em neutralizar a solução ácida com água destilada. Em seguida, adicionou-se 100 ml de ácido fluorídrico a 40 % para dissolver os silicatos, e repetiu-se o procedimento de neutralização da amostra com água destilada (Fig. 7).

Após a dissolução do material, foram feitas lâminas palinológicas permanentes colocando algumas gotas do resíduo final e água destilada em lamínula de vidro sobre uma placa aquecedora. Após o resíduo secar, acrescentaram-se algumas gotas de resina Entelan® sobre a lâmina e então a lamínula foi posicionada sobre a resina cuidadosamente, para evitar a formação de bolhas. A análise das lâminas foi realizada em microscopia óptica com luz transmitida no microscópio petrográfico marca Zeiss, modelo AxioLab, que encontra-se no Laboratório de Micropaleontologia do IG/UnB.

O material ilustrado encontra-se depositado na Coleção de Pesquisa do Museu de Geociências, guardada no Laboratório de Micropaleontologia sob o prefixo CP (Tab. 1).

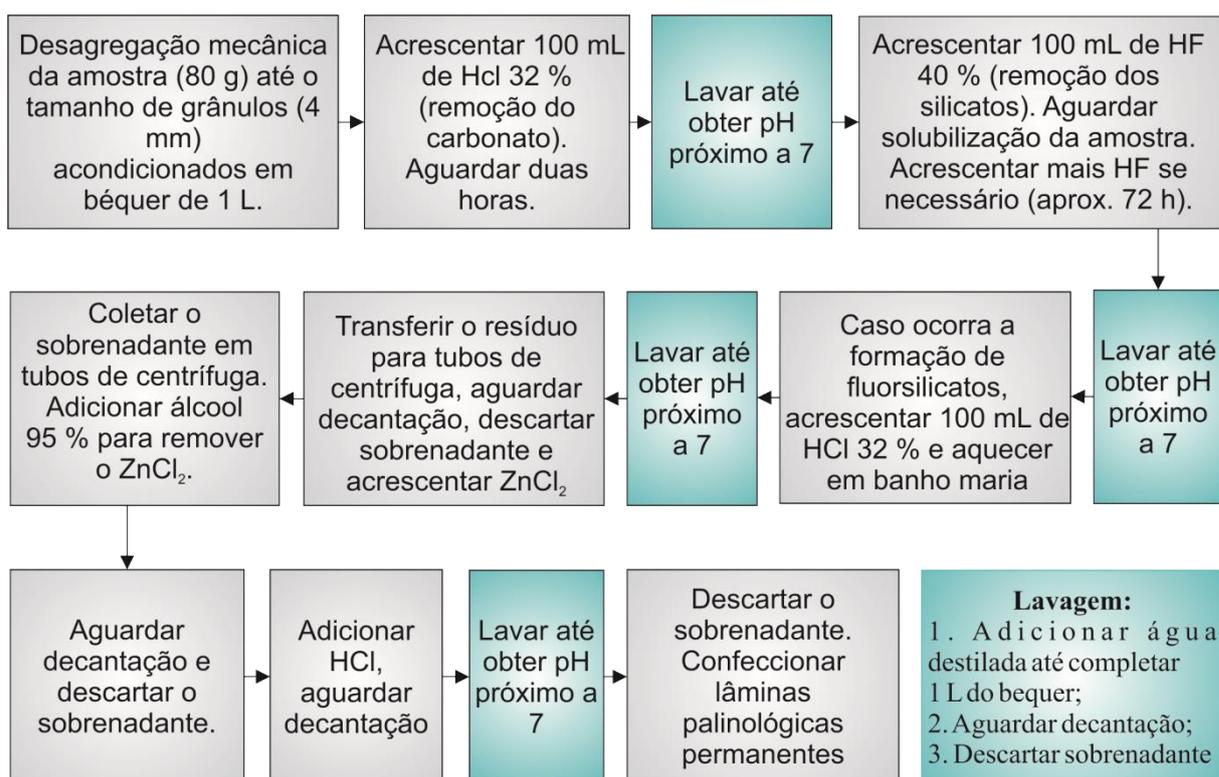


Figura 7. Fluxograma de preparação palinológica das amostras.

3.2. Análise das lâminas petrográficas

Todas as 27 amostras coletadas foram laminadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As lâminas foram confeccionadas sem

lamínula para, se necessário, realizar outras análises. A análise das lâminas foi realizada no Laboratório de Micropaleontologia do IG/UnB, em microscópio petrográfico Zeiss Scope.A1 com luz transmitida.

3.3. Análise colorimétrica

Para a análise colorimétrica, há diversas metodologias acerca da classificação de palinomorfos quanto à cor. Quatro delas merecem destaque por serem úteis para entender a história térmica das bacias sedimentares: i) Índice de alteração térmica - IAT (“*Thermal Alteration Index*”, codificada como TAI), desenvolvida por Staplin (1969, 1982); ii) Índice de cor de esporomorfos (“*Spore Colour Index*”, SCI), desenvolvida por Collins (1990) e comercializada na forma de kits pela empresa The Robertson Inc.; iii) Padrão de cor de esporomorfos (*Spore Colour Standard*, codificada como SCS) desenvolvida por Pearson (1982); e iv) o teste de reflectância da vitrinita.

Neste trabalho, adotou-se o índice IAT, proposto por Staplin (1969). O índice IAT consiste de cinco graus de classificação numérica baseado em cores que variam entre amarelo e preto. Esta variação de cores é resultante do grau de maturação térmica a que a bacia foi submetida, um importante parâmetro na geração do petróleo (Staplin, 1969; Fig. 8).

TAI	1	1+	2-	2	2+	3-	3	3+	4-	4	5
Cor do palinomorfo											
Maturidade orgânica termal	IMATURO				MATURO Fase principal de geração de petróleo			Gás ou estéril			

Figura 8. Índice de alteração térmica ou IAT “*Thermal Index Alteration - TAI*” (Modificado de Traverse, 1988).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA FORMAÇÃO TAMENGO

A Formação Tamengo está inserida no Grupo Corumbá, que por sua vez está inserido na faixa Paraguai. A faixa Paraguai é uma faixa de dobramentos de aproximadamente 1200 km de comprimento, que se estende da região do rio das Mortes em Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá - MT até a região de Corumbá - MS, se prolongando na direção da Serra da Bodoquena - MS (Fig. 9). Esta faixa é composta principalmente por rochas sedimentares depositadas em um ambiente de margem passiva durante o Neoproterozoico, posteriormente dobradas pela orogênese Brasileira/Pan-Africana. É compartimentada em porções norte e sul devido à descontinuidade geográfica, decorrente de depósitos cenozoicos (planícies aluviais dos rios Araguaia e das Mortes), além de diferenças nas composições faciológicas e paleontológicas (Boggiani & Alvarenga, 2004).

Sua porção basal é composta pelo Grupo Cuiabá, unidade metassedimentar formada por filitos ricos em matéria orgânica e metadolomitos, sobrepostos por metassedimentos glaciomarionhos e turbidíticos, como diamictitos, conglomerados, arenitos e folhelhos. Esta sequência grada lateralmente para as formações Puga e Bauxi. Na porção norte, o preenchimento sedimentar consiste da Formação Puga recoberta por calcários do Grupo Araras, seguido por sedimentos molássicos do Grupo Alto Paraguai. Já na porção sul, a Formação Puga é recoberta pelo Grupo Corumbá (Almeida, 1984; Boggiani et al., 1993; Boggiani & Alvarenga, 2004; Figueiredo, 2006).

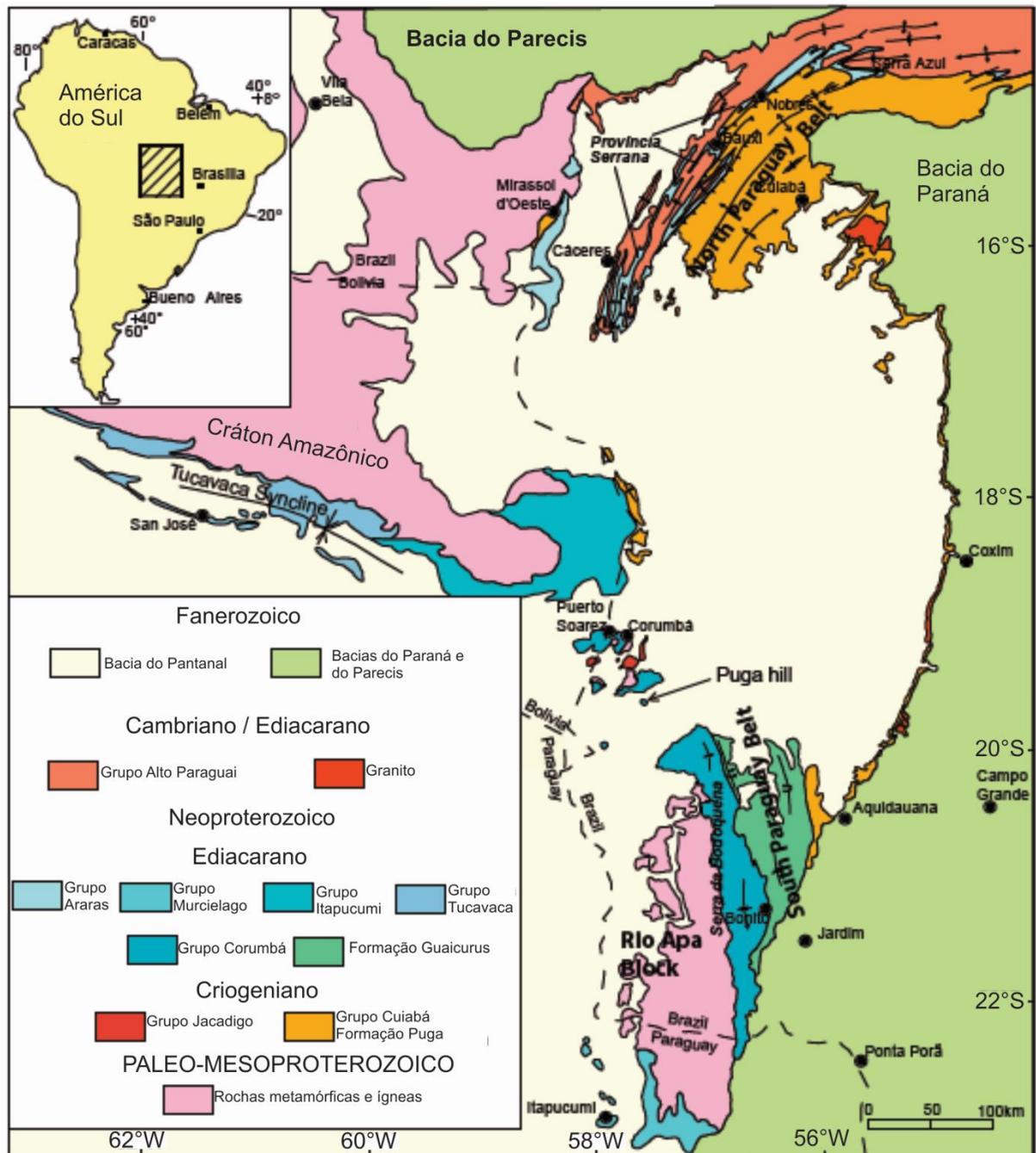


Figura 9. Mapa geológico da faixa Paraguai (Modificado de Alvarenga et al., 2010).

4.1. Grupo Corumbá

O Grupo Corumbá é um conjunto de unidades sedimentares siliciclásticas e carbonáticas, distribuídas em cinco formações da base para o topo: Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. De maneira geral, este grupo aflora no oeste do Estado do Mato Grosso do Sul, a leste da serra da Bodoquena, nas adjacências do Município de

Corumbá, na porção sul da faixa Paraguai (Boggiani et al. 1993; Boggiani, 1998; Trompette et al., 1998).

De acordo com Boggiani (1998), o Grupo Corumbá foi originalmente descrito por Castelnau (1857), que estudou estes calcários entre os anos de 1843 e 1847, mas foi Evans (1893) que denominou estes calcários como “calcário Corumbá”, traduzido do inglês “*Corumbá Limestone*”. No entanto, o termo Grupo Corumbá foi introduzido por Almeida (1965), onde descreveu quatro formações para este grupo, sendo, da base para o topo: Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Cerradinho é composta por quartzo-arenitos, arcósios e folhelhos; a Formação Bocaina é formada por calcários e dolomitos; a Formação Tamengo é constituída por calcários, folhelhos e margas; e a Formação Guaicurus é composta basicamente por folhelhos.

Na década de 1990, diversos estudos isotópicos e de fácies sedimentares do Grupo Corumbá resultaram na interpretação de deposição em margem continental passiva, com ressurgências marinhas e fosfogênese (Formação Bocaina). Sendo assim, o limite do paleocontinente (cráton Amazônico) estaria marcado pelos estromatólitos, assumidos como recifes de borda de plataforma (Boggiani, 1998). Este mesmo autor inseriu a Formação Cadiueus na base do Grupo Corumbá, mantendo as formações subsequentes de acordo com a sucessão estratigráfica proposta por Almeida (1965).

A Formação Cadiueus possui espessura média de 150 m, apresentando contato inferior discordante com o embasamento e com os diamictitos da Formação Puga. Já seu contato superior com a Formação Cerradinho é gradacional. É composta de ortoconglomerados polimíticos, intercalados com arcósios de granulometria grossa, que gradam em direção ao topo para folhelhos (Almeida, 1965; Boggiani, 1998; Gaucher et al. 2003). Seu ambiente deposicional seria resultante da retração glacial e abertura da bacia Corumbá, com a formação de leques aluviais do tipo sin-rifte (Boggiani, 1998).

A Formação Cerradinho apresenta espessuras que variam entre 100 e 150 m, exposta em área geograficamente maior do que a Formação Cadiueus. Seu ambiente deposicional é interpretado como depósitos de fan-deltas, ou seja, leques aluviais depositados diretamente em corpo aquoso, resultando em fácies subaéreas e subaquosas. Isto foi decorrente do afogamento dos leques aluviais que depositaram a Formação Cadiueus durante a entrada do mar. Sendo assim, os leques aluviais são representados pelas fácies da Formação Cadiueus, e as fácies subaquosas correspondem às fácies da Formação Cerradinho (Boggiani, 1998).

Possui contato inferior com o embasamento e com a Formação Puga discordantes. Já seu contato superior com a Formação Bocaina é gradacional. É composta por quartzo-arenitos e arcósios finos a médios, de coloração cinza a rosada, contendo níveis conglomeráticos que gradam para folhelhos de cor avermelhada a cinza-médio em direção ao topo, e siltitos intercalados com argilitos. Apresenta também finas camadas de sílex (Almeida 1965; Corrêa et al. 1979; Del'Arco et al. 1981; Boggiani, 1998).

A Formação Bocaina apresenta espessura máxima de 100 m. Seu contato inferior, com a Formação Cerradinho é gradacional, com a Formação Puga é erosivo e discordante com o embasamento. Com relação a este último contato, a superfície erosiva resultante foi denominada superfície de aplainamento Pedra Branca (Boggiani & Coimbra, 1998). Já seu contato superior com a Formação Tamengo é gradacional (Almeida 1965; Corrêa et al. 1979; Del'Arco et al. 1981; Boggiani, 1998). É composta por calcários dolomíticos e dolomitos estromatolíticos, que podem estar localmente silicificados, níveis oolíticos a pisolíticos, com camadas de fosforitos e eventuais intercalações milimétricas de argila (Almeida 1965; Corrêa et al. 1979; Del'Arco et al. 1981; Boggiani, 1998; Gaucher et al. 2003). Sua deposição foi interpretada como originada em uma extensa planície de maré, resultado da transgressão pós-glacial sobre a superfície de aplainamento.

A Formação Tamengo foi descrita por Almeida (1965), e possui espessura máxima de 200 m. Apresenta discordância erosiva com a Formação Bocaina e contato superior gradacional com a Formação Guaicurus (Boggiani et al., 2010). Sua porção basal é formada por uma brecha polimítica contendo clastos de granitos, riolitos, silixito e xistos, além de fragmentos de estromatólito dolomítico e fosforitos da Formação Bocaina. Ainda na porção basal ocorre quartzo-arenitos contendo grãos bem selecionados, com alto grau de arredondamento e esfericidade. Sua porção média é composta por lamitos calcíticos, margas carbonosas, ritmitos de lamitos e folhelhos carbonosos, onde ocorrem os fósseis de *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982, seguidos por “*grainstones*” oolíticos (Boggiani, 1998; Boggiani et al., 2010). Sua porção superior é composta por “*rudstones*” onde ocorrem os fósseis de *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957). É composta por calcários puros, de coloração preta, que podem ser dolomíticos localmente, com teores de MgO inferiores a 5%. Além disso, apresenta frequentes intercalações de folhelhos carbonosos e margas, alternados em sucessões rítmicas. Sua deposição ocorreu em águas mais profundas que o da Formação

Bocaina, em um ambiente de talude, indicando a transgressão da bacia (Boggiani, 1998; Gaucher et al., 2003; Boggiani & Alvarenga, 2004; Boggiani et al., 2010).

A Formação Guaicurus também foi descrita por Almeida (1965) e corresponde ao topo do Grupo Corumbá. Inicialmente, Almeida (op. cit.) estimou que a Formação Guaicurus tivesse em torno de 1000 m de espessura, no entanto, Gaucher et al. (2003) atribuiu espessura desta formação em torno de 150 m. Apresenta contato inferior com a Formação Tamengo do tipo gradacional. A Formação Guaicurus é constituída unicamente por folhelho preto, o que indicaria sua deposição em uma plataforma afogada (Boggiani, 1998).

Sendo assim, a porção basal do Grupo Corumbá, predominantemente terrígena (formações Cadiueus e Cerradinho) representam a fase rifte. Os fosforitos da Formação Bocaina representa a evolução do rifte em um ambiente de planícies de maré acompanhado de ressurgências marinhas. A Formação Tamengo representa a fase drifte com expressivo evento transgressivo em um ambiente de shoreface/offshore. A Formação Guaicurus marca o final na sedimentação da bacia, em um ambiente de afogamento da plataforma carbonática ou mudança climática brusca, que resultou na deposição de um espesso pacote de folhelhos (Boggiani, 1998; Oliveira, 2010) (Fig. 10).

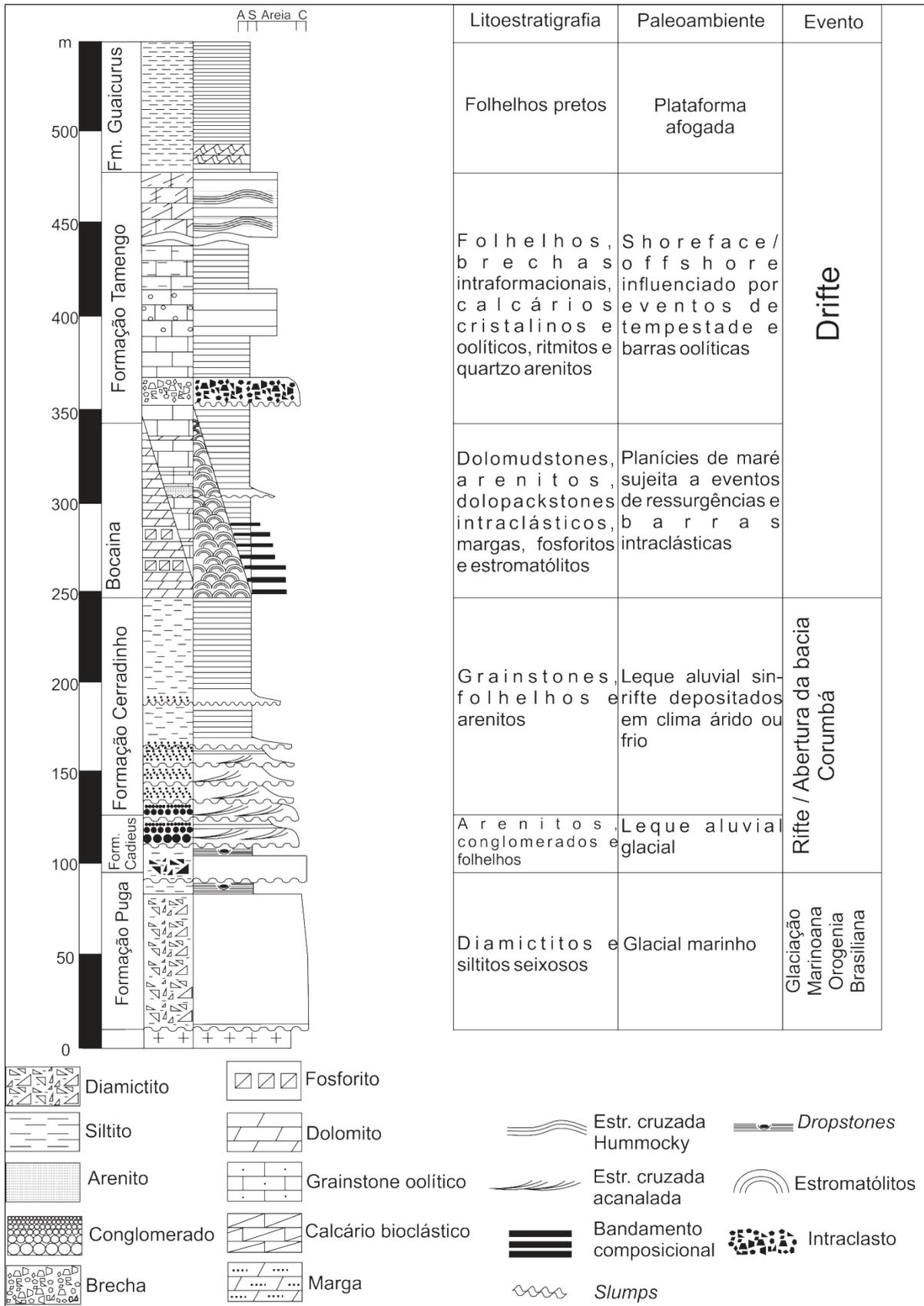


Figura 10. Coluna litoestratigráfica do Grupo Corumbá e seu contexto deposicional (Modificado de Gaucher et al. 2003 e de Oliveira, 2010).

5. PALEONTOLOGIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico pode ser caracterizado como uma era em que houve diversos tipos de organismos, tais como procariontes, acritarcos esferomórficos e acantomórficos, microfósseis em forma de vaso ou VSM - “*vase-shaped microfossils*” -, vendotenídeos, vendobiontes, fósseis biomineralizados, biomarcadores, além de formas cuja afinidade biológica permanece desconhecida. A seguir serão detalhados os tipos fósseis cujo registro é mundialmente importante com ocorrência no Grupo Corumbá.

5.1. Microbialitos

Os microbialitos, que por definição indicam a atividade biológica de microrganismos formadores de rocha carbonática, ocorrem há pelo menos 3,5 Ga. Tais ocorrências são observadas nos grupos FigTree e Onverwacht na África e constituem uma das mais antigas evidências de vida na Terra (Schopf, 1992, 2006).

O termo microbialito proposto por Burne & Moore (1987) corresponde a todas as formas de estruturas sedimentares formadas por organismos, independente de sua forma. Assim, o microbialito pode apresentar estrutura estromatolítica, que corresponde a uma textura finamente laminada, não concêntrica e fixa a um substrato; estrutura trombolítica, que corresponde a uma textura não laminada, com aspecto de coágulo e que também ocorre fixa a um substrato; ou ainda estrutura oncolítica, que corresponde a uma textura concêntrica finamente laminada, que se desenvolve na lâmina d'água (Sallun Filho, 1999).

De acordo com Walter (1976), durante o pré-Cambriano os microbialitos estavam disseminados nos mais diversos tipos de ambientes carbonáticos. Esta distribuição dos organismos formadores de microbialitos abrangia principalmente o substrato dos corpos aquosos onde havia luz, pois era nesta região que os micro-organismos formadores de esteiras realizavam a fotossíntese, permitindo sua proliferação, que ocorreu de forma mais abundante durante o Proterozoico (Fig. 11). Por isso, estes microbialitos foram considerados bons indicadores paleoambientais, além de serem usados por muitos anos em correlações bioestratigráficas, uma prática já não muito aceita (Walter, 1976; Romero, 2010).

No Brasil, os microbialitos mais antigos ocorrem no Supergrupo Minas, com idade em torno de 2,1 - 2,4 Ga (Dardenne & Campos Neto, 1975; Souza & Muller, 1984; *apud*. Sallun Filho, 1999). Entre o final do Mesoproterozoico (1,6 à 1,0 Ga) e início do Neoproterozoico, encontram-se microbialitos presentes nas sequências carbonáticas do cráton

do São Francisco (Grupo Paranoá), na faixa Ribeira (Grupo Itaiacoca e Formação Capiru), e Grupo São Roque. No Neoproterozoico, os microbialitos encontram-se nas coberturas carbonáticas do cráton do São Francisco nos grupos Bambuí e Una e na faixa Paraguai nos grupos Corumbá e Araras. Microbialitos recentes são encontrados na Lagoa Salgada – RJ (Sallun Filho, 1999).

No Grupo Corumbá, os microbialitos ocorrem apenas na Formação Bocaina. Na Fazenda São Carlos, 12 km ao sul do Município de Corumbá, uma importante exposição de microbialitos colunares foi descrita por Almeida (1958 *apud* Zaine, 1991; Moraes, 2013). Nesta ocorrência, a Formação Bocaina está em contato direto com o embasamento (Moraes, 2013). Na região da Serra da Bodoquena, os microbialitos da Formação Bocaina se apresentam estratiformes contendo estruturas tubulares, denominadas “*tubestones*”. Em Porto Morrinhos, os microbialitos se apresentam nas formas dômicas e colunares. A exposição com maior diversidade de microbialitos corresponde à da Fazenda Ressaca, na região da Serra da Bodoquena, Estado de Mato Grosso do Sul, em que ocorrem microbialitos estromatolíticos dômicos e colunares associados à microbialitos oncolíticos (Moraes, 2013).

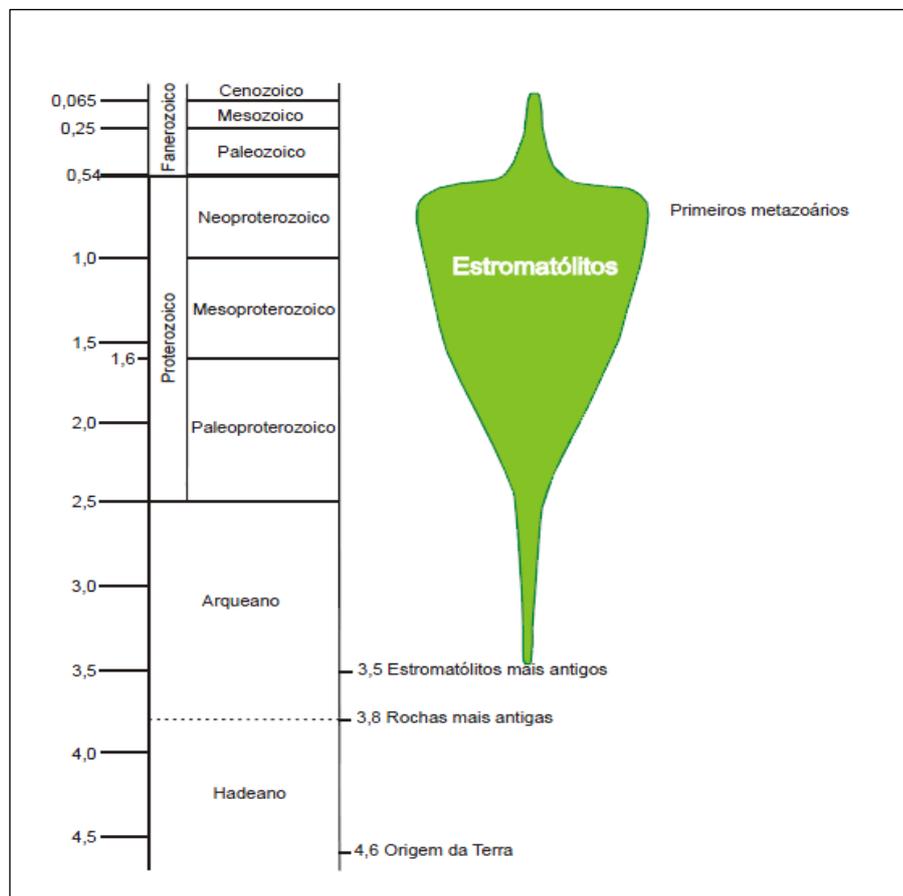


Figura 11. Abundância dos Estromatólitos ao longo do tempo (Modificado de Awramik, 1991).

5.2. Microfósseis de parede orgânica

Evidências de vida do pré-Cambriano estão presentes em diversos tipos de sedimentos finos (carbonatos, sílex, folhelhos e siltitos), sendo que as comunidades fósseis presentes em sedimentos clásticos são bem diferentes das existentes em rochas estromatolíticas (Subacius, 1985).

Estas assemblagens são, em sua maioria, constituídas por acritarcos, um grupo de microfósseis vesiculares de parede orgânica resistente ao ataque ácido, de afinidade biológica desconhecida, que ocorrem desde o Paleoproterozoico. A maioria dos acritarcos é considerada protistas unicelulares fotossintetizantes, no entanto, alguns deles foram interpretados como algas multicelulares e poucos foram tentativamente atribuídos como fungos. Estes microfósseis constituem os mais antigos eucariontes (Huntley et al., 2006).

Sua diversidade começou a aumentar no Neoproterozoico, mas passou por um declínio no meio desta era, fato atribuído à influência glacial. Após os eventos glaciais, ocorreu uma alta diversificação por um curto período de tempo, uma vez que os seres teriam encontrado nichos ecológicos vazios, mas que culminou em um declínio taxonômico simultâneo ao surgimento dos organismos macroscópicos da biota de Ediacara (Huntley et al., 2006).

De acordo com sua morfologia, os acritarcos podem ser divididos em vários grupos, mas dois são comuns no Neoproterozoico: esferomorfos, que correspondem a formas esféricas simples e sem processos, e os acantomorfos, que se referem a formas contendo processos, ou seja, prolongamentos da parede celular (Mendelson, 1993; Grey, 2005; McFadden et al., 2009).

Huntley et al. (2006) e Knoll et al. (2006) realizaram um amplo estudo baseado na morfologia de microfósseis orgânicos eucariontes ao longo do Proterozoico e Cambriano inferior de modo a entender o significado bioestratigráfico destes microfósseis. Neste estudo, no intervalo do Paleoproterozoico ao Neoproterozoico médio, a diversidade era muito menor, com um aumento significativo após a glaciação, no início do Ediacarano. No entanto, a ausência de estruturas mineralizadas resultou em um baixo índice de fossilização, o que permite deduzir que muitas formas não foram preservadas, indicando que a biodiversidade era maior do que o registro fóssil demonstra. Este fato torna ainda mais difícil compreender o significado biológico e paleoambiental dos fósseis pré-Cambrianos (Herman & Kump, 2005).

Outros autores propuseram divisões bioestratigráficas de cunho mais regional a partir dos microfósseis de parede orgânica. Grey (2005) propôs um zoneamento para o Ediacarano da Austrália, já McFadden et al. (2009) propôs um zoneamento baseado em acritarcos acantomórficos do Ediacarano da China, Formação Doushantuo, discutido no item 5.4.

5.3. Microfósseis mineralizados

Fósseis do Ediacarano são conhecidos em mais de quarenta localidades distribuídas em todos os continentes. Sua grande diversidade morfológica resultou em diversas especulações taxonômicas (Waggoner, 2003; Xiao & Laflamme, 2008). No Brasil, Beurlen & Sommer (1957) classificaram tubos calcários do Grupo Corumbá encontrados na cidade de Ladário como *Aulophycus lucianoi* Beurlen & Sommer, 1957. Originalmente, esta espécie foi atribuída a *Aulophycus* Fenton & Fenton, 1939 e, portanto, considerada como algas calcárias do Meso-a Neocambriano. Barbosa (1957) comparou estes fósseis com espécies do gênero *Hyolithes* Eichwald, 1840, do Eocambriano, e considerou que os calcários de Corumbá seriam mais novos que aqueles da serra da Bodoquena (Boggiani, 1998; Scheffler et al., 2010).

Fairchild (1978) destacou a grande similaridade entre *Aulophycus lucianoi* com *Cloudina hartmannae* Germs, 1972. Posteriormente, Zaine & Fairchild (1985) e Hahn & Pflug (1985) recomendaram que a primeira destas espécies deve pertencer a *Cloudina* Germs, 1972. Finalmente, Zaine & Fairchild (1987) propuseram a denominação *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer), posição seguida no presente trabalho.

Espécies de *Cloudina* Germs, 1972 ocorrem no Ediacarano em vários continentes, incluindo África (Germs, 1972; Saylor et al, 2005), América do Sul (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985; Hahn & Pflug, 1985; Warren et al., 2011, 2012, 2013), América do Norte (Hofmann & Mountjoy, 2001; Sour Tovar et al, 2007), Europa (Herrero et al, 2011), Ásia (Hua et al, 2005, 2007; Amthor et al, 2003), na Sibéria (Zhuravlev et al, 2012) e Austrália (Walter et al., 2000).

Originalmente, duas espécies foram propostas a partir de ocorrências na Namíbia (África, Grupo Nama): *Cloudina hartmannae* Germs, 1972 e *Cloudina riemkeae* Germs, 1972. A primeira foi designada como espécie-tipo de *Cloudina* Germs, 1972. Posteriormente foram propostas outras cinco espécies: 1. *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) (Formação Tamengo, Brasil); 2. *Cloudina waldei* Hann & Pflug, 1985 (Formação Tamengo, Brasil); 3. *Cloudina lijiagouensiis* Zhang et al., 1992 (plataforma Yangtsé, China); 4. *Cloudina sinensis* Zhang et al., 1992 (plataforma Yangtsé, China); 5. *Cloudina carinata*

Cortijo et al., 2010 (Espanha). No Brasil, duas espécies de *Cloudina* têm ocorrências registradas: *Cloudina lucianoi* e *Cloudina waldei* (Zaine & Fairchild, 1985; Hahn & Pflug, 1985), consideradas sinônimas por Zaine & Fairchild (1987). Recentemente, a ocorrência de uma espécie indeterminada de *Cloudina* foi descrita no Grupo Bambuí (Warren, et al., 2014, no prelo).

De modo geral, *Cloudina* Germs, 1972 foi descrito como um fóssil em forma de tubos calcários constituído por cones empilhados e parede dupla na maior parte do exoesqueleto (Fig. 12). Em seções delgadas, diferentes cortes ao longo do exoesqueleto resultam em paredes transversais aparentes. Portanto, é necessário analisar a possível posição do corte examinado na lâmina petrográfica para evitar descrições equivocadas deste fóssil, que pode resultar em uma classificação taxonômica errada (Hua et al., 2005; Fig. 12).

Além de *Cloudina* Germs, 1972, outro importante fóssil mineralizado ocorre na Formação Tamengo, o metazoário *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982. De acordo com a descrição original de Hahn et al. (1982) a estrutura de *Corumbella weneri* pode ser dividida em duas partes. A primeira parte é tubular, curva e sem ramificações, composta por espessos anéis de quitina, contendo em seu interior quatro saliências denominadas esclerosseptos. A segunda parte é composta por uma série de pólipos bisseriados empilhados, curtos, sem anelação ou esclerosseptos (Fig. 13). Esta complexidade morfológica levou Hahn et al. (1982) a propor uma nova Subclasse, Corumbellata, de Ordem Corumbellida e Família Corumbellidae.

Já para Zaine & Fairchild (1987), *Corumbella* Hahn et al., 1982 seria um vendobionte, ou seja, grupo de organismos macroscópicos de breve existência no final do Neoproterozoico, de afinidade biológica desconhecida. Posteriormente, algumas características de *Corumbella* tais como a simetria e ornamentação externa foram consideradas similares aos conulários ou coronados, ambos da Classe Scyphozoa, do Filo Cnidaria. A reinterpretção da morfologia de *Corumbella* Hahn et al. (1982) e evidências de reprodução por brotamento indicaram semelhanças com espécies atuais de *Stephanoscyphus* Allman, 1874, e possivelmente, com a forma fóssil de conulários (Babcock et al., 2005).

De acordo com Schopf (1995), é possível perceber uma distinção no ritmo e modo evolutivo entre as histórias da vida no Fanerozoico e no pré-Cambriano. No Fanerozoico, o processo evolutivo corresponde ao descrito por Simpson (1944 *apud* Schopf, 1995), ou seja, a “*evolução normal*”, baseada em três regras: especiação, especialização e extinção. Já no pré-

Cambriano, as “*regras primitivas*” seriam especiação, generalização e sobrevivência por períodos excepcionalmente longos. Sendo assim, é necessário cautela ao se comparar exemplares fósseis com formas atuais, ou ainda, com fósseis do Fanerozoico (Schopf, 1995).

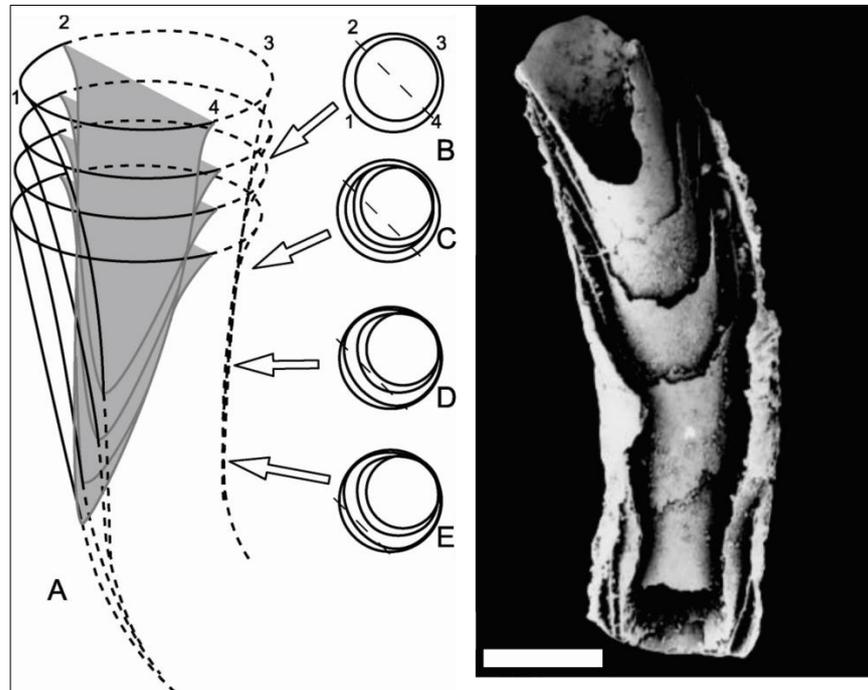


Figura 12. Vistas de *Cloudina hartmannae* Germs, 1972. **A:** cortes esquemáticos. **B:** vista lateral de exemplar tridimensional recuperado a partir de ocorrências do Ediacarano da China (adaptado de Hua et al., 2005). Escala equivale a 1000 µm.

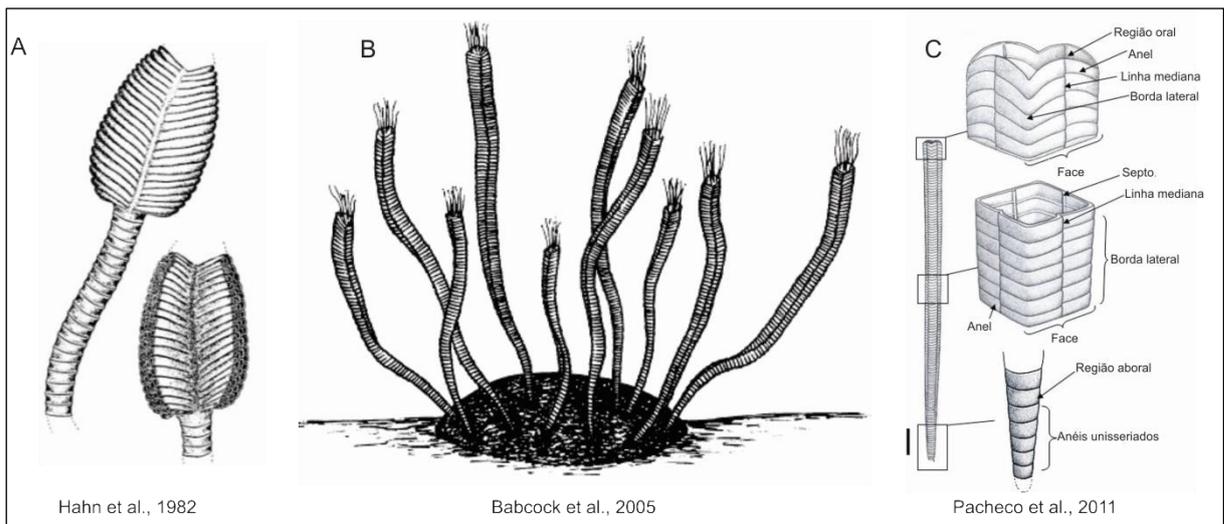


Figura 13. *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982. **A:** Reconstituição original (Hahn et al., 1982); **B:** Reconstituição de Babcock et al. (2005); **C:** Reconstituição de Pacheco et al. (2011).

5.4. Considerações bioestratigráficas e paleoambientais do Ediacarano

No Brasil, os estudos paleontológicos do pré-Cambriano são relativamente recentes, pois os primeiros trabalhos são da década de 1940. Desde então, muito conhecimento foi adquirido e é possível notar avanços nesta área da Paleontologia.

O registro microfossilífero do pré-Cambriano do Brasil inclui, na maioria das ocorrências, acritarcos esferoidais e simples, entre 30µm e 40µm, além de cianobactérias filamentosas ou cocóides (Hidalgo, 2007, Sanchez, 2010). Até o presente momento, foram encontrados no Grupo Bambuí (Fairchild & Dardenne, 1978; Fairchild et al. 1996; Simonetti & Fairchild, 2000; Hidalgo, 2007); no Grupo Paranoá (Subacius, 1985); no Grupo Conselheiro da Mata (Simonetti & Fairchild, 2000) no Grupo Corumbá (Sommer, 1971; Fairchild & Sudaram, 1981; Zaine & Fairchild, 1987; Gaucher et al., 2003; Hidalgo, 2007); Grupo Araras (Hidalgo, 2007) e Formação Couto Magalhães (Hidalgo, 2007).

Simonetti & Fairchild (2000) identificaram espécies dos gêneros *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958 e *Pterospermopsimorpha* (Timofeev, 1966), que possuem formas simples e menores que 100µm, recuperados de rochas do Grupo Conselheiro da Mata, Mesoproterozoico, e do Grupo Bambuí, Neoproterozoico. Posteriormente, Hidalgo (2007) identificou 10 gêneros a partir de amostras da Formação Sete Lagoas, base do Grupo Bambuí: *Cymatiosphaeroides* sp.; *Cymatiosphaeroides kullingii* Knoll, 1984; *Myxococoides* sp.; *Simia* sp.; *Spumosina rubiginosa* (Andreeva, 1966); *Trachyhystrichosphaera aimica* Hermann, 1976, *Trachyhystrichosphaera truncata* Hermann, 1976 (in Timofeev et al., 1976) *Trachyhystrichosphaera laminatarium*; *Vandalosphaeridium* sp.; *Leiosphaeridia* sp.; além de formas não identificadas. Em ambos os trabalhos, a predominância de espécies com formas esferoidais simples, associados à litoestratigrafia, resultaram na interpretação paleoambiental de deposição em águas profundas (Simonetti & Fairchild, 2000; Hidalgo, 2007).

Fairchild & Sundaran (1981) foram os primeiros a identificar acritarcos, a partir de amostras do Grupo Corumbá, posteriormente confirmado por Zaine & Fairchild (1987). A partir de amostras da Formação Tamengo, porção superior do Grupo Corumbá, Zaine (1991) descreveu acritarcos, microfósseis filamentosos e metazoários dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella*. Com base nesta assemblagem posicionou-se a Formação Tamengo no final do Ediacarano. A diversidade de fósseis de parede orgânica do Grupo Corumbá foi considerada baixa por Gaucher et al. (2003), possivelmente devido à carbonificação do material, que o

torna muito escuro e opaco, dificultando sua identificação em microscopia óptica (Gaucher et al., 2003).

No Grupo Araras, Hidalgo (2007) fez um estudo da Formação Mirassol d'Oeste, base da Formação Guia e Formação Nobres, topo deste grupo, sendo que destas, apenas as duas primeiras correspondem a capa carbonática pós-glaciação Marinoana. As formações Mirassol d'Oeste e Guia apresentaram assemblagem composta principalmente por *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova, 1973) e *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova, 1949). Além desses, os outros táxons encontrados foram *Chlorogloeaopsis* sp., *Siphonophycus capitaneum* Nyberg & Schopf, 1984, *Siphonophycus robustum* Schopf, 1968, *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976, *Micrhystridium pisinum* Zang & Walter, 1992 e *Gyalosphaeridium* sp. Acantomorfos maiores de 200 µm não foram encontrados. Na Formação Nobres foram observados formas mais complexas, tais como *Cavaspina acuminata* (Kolossova, 1991), *Chlorogloeaopsis* sp., *Obruchevella* sp., *Ericiasphaera* sp., *Appendisphaera barbata* Grey, 2005, *Tanarium* sp. e *Micrhystridium pisinum*. De acordo com Hidalgo (2007), a assemblagem microfossilífera do Grupo Araras apresenta um típico padrão pós-Marinoano, e com bases nestes dados, a autora citada fez uma tentativa de zoneamento bioestratigráfico para o registro de fósseis do pré-Cambriano do Brasil na categoria zona de assemblagem. Neste zoneamento, a base do Grupo Araras, que corresponde a capa carbonática, possui assemblagem composta principalmente por *Leiosphaeridia crassa* – *Leiosphaeridia minutissima*, que possuem formas esféricas e simples, com tamanhos diminutos, mas que diferem na espessura da parede. Já o topo deste grupo, na Formação Nobres, apresenta assemblagem composta principalmente por *Tanarium* – *Cavaspina*, que também são diminutos, mas são acantomorfos por possuírem processos.

Os acritarcos apresentaram uma grande variedade de tamanho ao longo do Proterozoico. As maiores formas, por volta de 181 µm, ocorreram no Paleoproterozoico, diminuindo para 60 µm em torno de 1,4 Ga, voltando a aumentar para 127µm em 1,1 Ga, diminuindo novamente para 85 µm em torno de 0,65 Ga, para então aumentar para 134 µm no limite pré-Cambriano/Cambriano. A partir deste limite, voltam a reduzir drasticamente de tamanho, em torno de 50 µm (Fig. 14). Além do tamanho, observou-se também variação na diversidade de formas deste grupo, que segue o mesmo padrão apresentado pelo tamanho Huntley et al. (2006) (Fig. 15). Estes dois parâmetros serviram à bioestratigrafia do pré-

Cambriano em várias bacias distribuídas mundialmente e que também foram incorporados por Hidalgo (2007) em seu trabalho.

No zoneamento bioestratigráfico proposto por Grey (2005) as formas esféricas mais simples por não conterem ornamentação, com até 70 μm , compõem o nível denominado “Palinoflora de *Leiosphaeridea* do Ediacarano”, traduzido do inglês “*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*”, codificada como ELP. Formas mais complexas, contendo ornamentação, maiores que 70 μm , podendo alcançar até centenas de micrômetros, correspondem ao nível “Palinoflora do Complexo de Acanthomorfos do Ediacarano”, traduzido do inglês “*Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora*”, codificado como ECAP.

A palinoflora ELP é composta por apenas uma biozona, denominada *Leiosphaeridia jacutica* – *Leiosphaeridia crassa*. Esta biozona é marcada pelo primeiro aparecimento de *L. jacutica* e numerosos espécimes de *L. crassa*. Além dessas espécies, a biozona é composta por *L. tenuissima*, *L. minutissima*, raramente *Germinosphaera* spp. e ocasionalmente *Octoedryxium truncatum* (Grey, 2005).

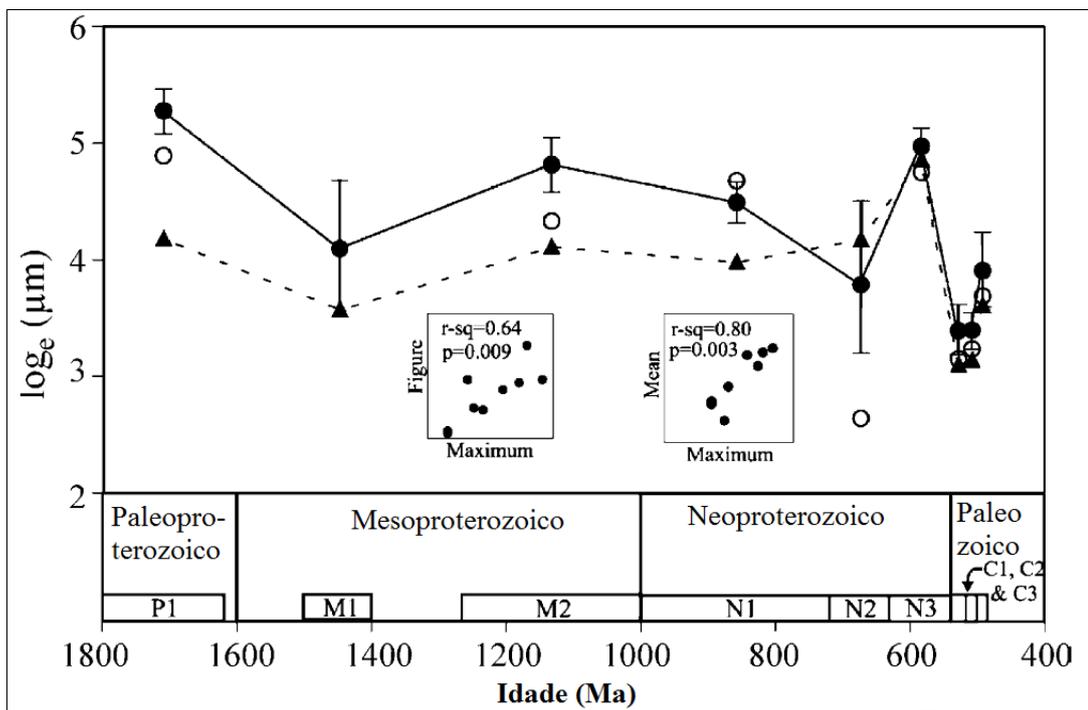


Figura 14. Variação do tamanho dos acritarcos ao longo do Proterozoico e início do Fanerozoico. O círculo preenchido representa a média máxima do tamanho da vesícula. O triângulo representa o tamanho médio da vesícula medido através de fotografias. O círculo vazio representa o tamanho médio conforme a descrição da espécie (Modificado de Huntley et al., 2006).

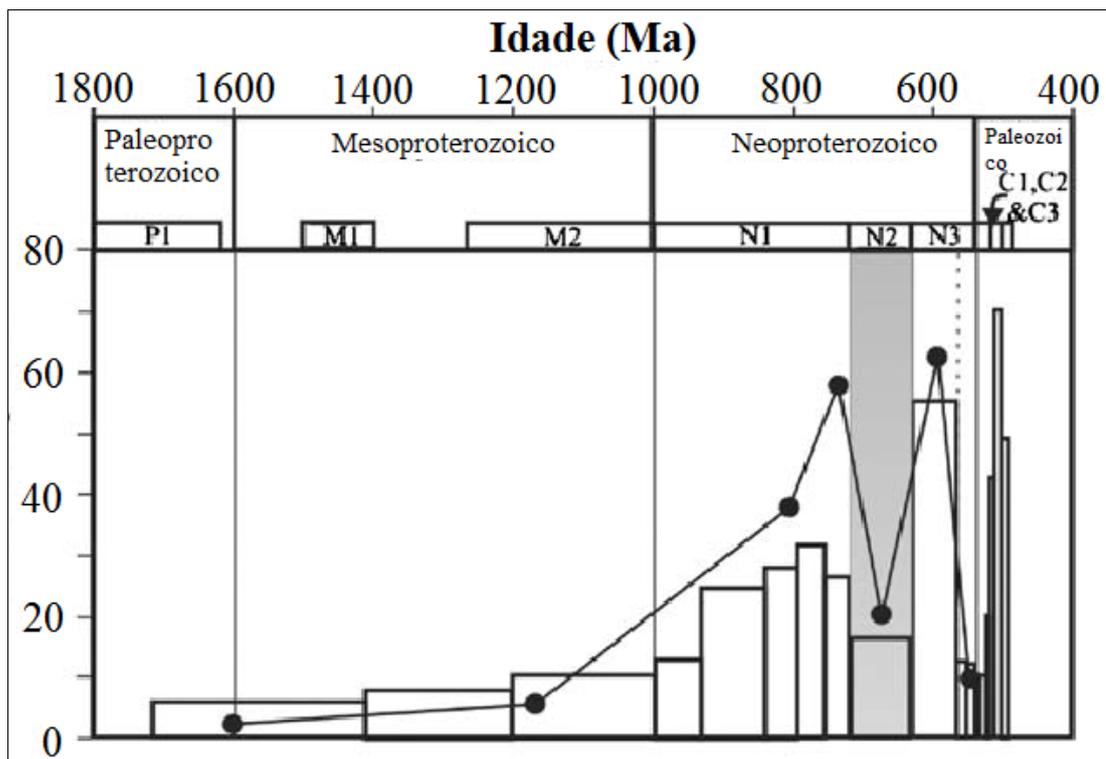


Figura 15. Estimativa de diversidade taxonômica dos acritarcos. As barras foram adaptadas de Knoll (1994) e os círculos foram adaptados de Vidal & Moczydlowska-Vidal (1997). As linhas verticais representam o limite das Eras e a linha tracejada representa o surgimento dos organismos da biota de Ediacara. A faixa cinza representa o Criogeniano, período em que ocorreram diversas glaciações globais (Modificado de Huntley et al, 2006).

A palinoflora ECAP é composta por quatro biozonas:

Zona de Assemblagem *Appendisphaera barbata* – *Alicisphaeridium medusoidum* – *Gyalosphaeridium pulchrum*. Sua base é marcada pelo primeiro aparecimento de *Appendisphaera barbata*. Já o topo coincide com o surgimento de *Tanarium conoideum*. Apesar de ser dominada pelas espécies que a denominam, as espécies *Appendisphaera minutiforma*, *Polygonium? cratum*, *Comasphaeridium* sp., *Apodastoides verobturatus*, *Appendisphaera minutiforma*, *Appendisphaera tenuis*, *Archaeotunisphaeridium fimbriatum*, *Ericiasphaera adpersa*, *Ericiasphaera fragilis*, *Ericiasphaera polystacha*, *Ericiasphaera* sp., *Gyalosphaeridium multispinulosum*, *Pterospermopsimorpha* sp., *Schizofusa risoria*, *Tanarium araithekum*, *Tanarium mattoides*, *Tanarium megaconicum*, *Tanarium muntense* e *Tanarium pluriprotensum* são táxons muito importantes nesta zona (Grey, 2005).

Zona de Assemblagem *Tanarium conoideum* – *Schizofusa risoria* – *Variomargosphaeridium litoschum*. Possui a base marcada pelo surgimento de *Tanarium conoideum*. Muitos táxons da zona anterior ocorrem nesta zona (Grey, 2005).

Zona de Assemblagem *Tanarium irregulare* – *Ceratosphaeridium glaberosum* – *Multifronsphaeridium pelorium*. A base é marcada pelo surgimento de *Tanarium irregulare* e *Ceratosphaeridium glaberosum*. Esta zona marca o nível de aumento na complexidade morfológica, pois se trata do primeiro registro de uma vesícula de parede lisa contendo um único processo, que pode ser chamado de chifre, caso do *Ceratosphaeridium glaberosum*. Além disso, o gênero *Tanarium* demonstrou uma rápida diversificação, variando entre *Tanarium paucispinosum*, uma espécie menor que contém entre cinco e seis processos, e *Tanarium irregulare*, que contém numerosos processos longos (Grey, 2005).

Zona de Assemblagem *Ceratosphaeridium mirabile* – *Distosphaera australica* – *Apodastoides verobturatus*. A base é marcada pelo surgimento de *Ceratosphaeridium mirabile*, uma vesícula contendo um único processo longo (chifre) e ornamentação granular. *Distosphaera australica* também surge próximo à base da zona, assim como *Apodastoides verobturatus*, no entanto esta última possui ocorrência rara. Esta zona é a mais diversa e morfológicamente complexa do Neoproterozoico da Austrália. Algumas espécies surgem antes da base desta zona, no entanto, se tornam mais abundantes neste nível. Dentre as espécies presentes nesta zona estão *Archaeotunisphaeridium fimbriatum*, *Australiastrum applicatum*, *Ceratosphaeridium glaberosum*, *Ericiasphaera adspersa*, *Labruscasphaeridium intertextum*, *Pennatosphaeridium chrysanthemoides*, *Polygonium? cratum*, *Taedigerasphaera lappacea*, *Tanarium conoideum*, *Tanarium irregulare* e *Tanarium paucispinosum* (Grey, 2005).

De acordo com Grey (2005), antes e depois da glaciação Marionana, a biota era composta principalmente por esferomorfos simples, que correspondem a palinoflora ELP. Já a palinoflora ECAP teria surgido pelo menos 20 Ma depois do final da glaciação Marinoana, em resposta ao impacto de um meteorito, que formou a cratera Acraman, a sul do continente australiano. Além disso, Grey (2005) destacou a duração de cada palinoflora. Enquanto que a palinoflora ELP ocorre em intervalos muito mais espessos que a ECAP, citando como exemplo uma perfuração na bacia Amadeus, em que a ELP representa cerca de 500 m, a ECAP representa apenas 80 m.

Assim como Grey (2005) propôs um zoneamento bioestratigráfico a partir de microfósseis de parede orgânica da Austrália, McFadden et al. (2009) propuseram um zoneamento bioestratigráfico a partir de microfósseis de parede orgânica da China. Em seu estudo, McFadden et al. (2009) recuperaram 25 espécies e 14 gêneros, sendo que 10 gêneros e

13 espécies correspondem a acritarcos acantomorfos. Sendo assim, duas biozonas foram propostas (Fig. 16).

O intervalo inferior da Formação Doushantuo, China, denominado Biozona 1, possui assemblagem dominada por *Apodastoides basileus*, *Distosphaera speciosa*, *Ericiasphaera magna*, *Appendisphaera* sp., *Papillomembrana compta*, *Cymatiosphaeroides kullingii*, *Cymatiosphaeroides* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Appendisphaera tenuis*, *Ericiasphaera spjeldnaesii*, *Pustulisphaera membranacea*, *Tanarium gracilentum*, *Trachyhystriosphera?* sp., exclusivas desta biozona (McFadden et al., 2009).

O intervalo superior, denominado Biozona 2, possui apenas quatro táxons restritos a esta biozona, que corresponde a *Ericiasphaera* sp., *Hocosphaeridium scaberfacium*, *Meghystrichosphaeridium “densum”* e *M. sp. C* (McFadden et al., 2009).

As espécies comuns às duas biozonas são *Tianzhushania spinosa*, *Meghystrichosphaeridium “perfectum”*, *Eotylotopalla dactylos*, *Eotylotopalla delicata*, *Meghystrichosphaeridium magnificum*, *Tanarium conoideum*, *Asterocapsoides sinensis*, *Meghystrichosphaeridium chadianensis*, *Cavaspina acuminata*, *Ericiasphaera rígida*, *Polygonium cratum*, *Ericiasphaera sparsa*, *Echinosphaeridium maximum*, *Tanarium* sp., *Meghystrichosphaeridium gracilentum*, *Cavaspina basiconica*, *Asterocapsoides* sp., *Asterocapsoides “densus”*, sp. A, *Echinosphaeridium* sp. e *Filisphaeridium* sp. (McFadden et al., 2009).

Com relação ao paleoambiente, McFadden et al. (2009) e Grey (2005) sugeriram que não há influência das fácies deposicionais no padrão de distribuição das assemblagens. Sendo assim, os padrões observados são bioestratigraficamente significantes, validando as biozonas propostas.

Já Butterfield & Chandler (1992) e Mendelson (1993) consideraram que a posição na bacia sedimentar possui um importante papel na diversidade da assemblagem. Para Butterfield & Chandler (1992), que analisaram a distribuição de acritarcos na Formação Agu Bay do Mesoproterozoico do Canadá, acritarcos grandes e ornamentados são provenientes de ambientes rasos, enquanto que esferomorfos são considerados provenientes de ambientes mais profundos. Para Mendelson (1993), que analisou acritarcos do Siluriano da Inglaterra, as fácies proximais são caracterizadas por assemblagens de baixa diversidade, composta por esferomorfos; as fácies distais são caracterizadas por assemblagens de alta diversidade, com

diversas morfologias de acritarcos; e as fácies de águas profundas são caracterizadas por baixa diversidade, dominada por esferomorfos com parede espessa.

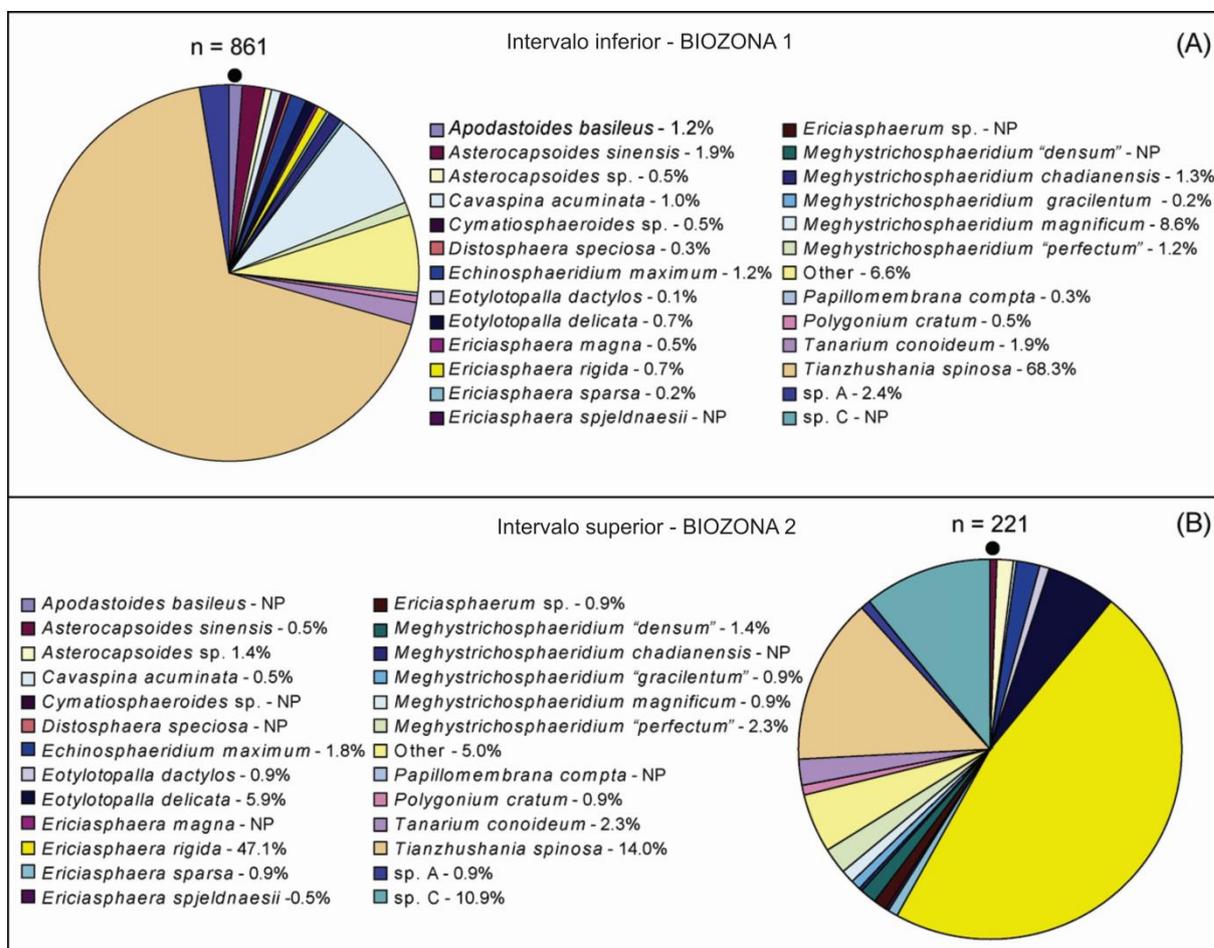


Figura 16. Abundância relativa dos acritarcos acantomorficos em (A) intervalo inferior, biozona 1 e (B) intervalo superior, biozona 2, da Formação Doushantuo. NP = ausente (Modificado de McFadden et al., 2009).

5.5. Condições paleogeográficas no Neoproterozoico

Os primeiros pesquisadores que reconheceram a existência de um supercontinente no Pré-Cambriano foram Valentine & Moores, em 1970, a partir da observação de que Laurentia estava circundada por margens continentais (Hoffman, 1999). Eles sugeriram que a quebra deste supercontinente - o qual chamaram Pangea I - no Cambriano resultaria em diferentes ambientes nos continentes formados com áreas rasas e cheias de nutrientes, o que teria favorecido a vida (Li et al., 2008).

No início do Neoproterozoico, os continentes encontravam-se aglutinados ao redor de Laurentia, formando o supercontinente Rodínia (Hoffman, 1999). De acordo com Hoffman

(1999), Gondwana Ocidental (crátons Amazônico e Rio de La Plata) encontrava-se na atual margem atlântica de Laurentia; Gondwana Oriental encontrava-se na atual margem pacífica de Laurentia; sua margem sul era flanqueada pelo cráton Kalahari e sua margem norte pelos crátons da Eurásia (Báltica, Angara e Sino-Coréia).

No entanto, os diversos modelos já propostos são simplistas, pois não consideram em sua reconstrução diversos fragmentos cratônicos, maciços e blocos. Além disso, deve-se considerar que tanto o amalgamento quanto a quebra de Rodínia constituem-se de eventos diacrônicos, tornando a compreensão destes eventos muito mais complicada (Fuck et al., 2008). Mesmo assim, utilizou-se o modelo proposto por Li et al. (2008) para a compreensão de modo geral do contexto global dos continentes durante o Neoproterozoico. De acordo com este modelo (Fig. 17a), em 1100 Ma Laurentia, Siberia, China Norte, Catalasia (parte do atual sul da China) e talvez Rio de la Plata estavam unidos, enquanto que o cráton Yangtze já havia iniciado sua colisão com Laurentia. Já os crátons Australiano, Antártica Oriental e Mawson estavam unidos, mas ainda não amalgamados em Laurentia.

Em 1050 Ma o cráton Kalahari provavelmente colidiu com o sul de Laurentia. Em 1000 Ma todos os crátons estavam unidos a Laurentia, exceto a Índia, Austrália, Antártica Oriental e Tarim, que viriam a colidir em 900 Ma, formando Rodínia. Entre 870-850 Ma deu-se início a seu processo de quebra e rifteamento, marcado por diversos eventos magmáticos e vulcanoclásticos (Li et al., 2008) (Fig. 17b,c).

Em aproximadamente 750 Ma a parte oeste de Rodínia começou a se separar. Em 720 Ma Austrália, Antártica Oriental e China Sul provavelmente estavam separadas (Fig. 17d). Em 600 Ma os crátons Amazônico, África Ocidental e Congo-São Francisco se uniram durante a orogenia Brasiliana, sendo que os crátons Amazônico e Rio de la Plata provavelmente ainda estavam unidos a Laurentia (Fig. 17e,f). Neste mesmo período os crátons Siberia e Báltica se separaram de Laurentia. Em 570 Ma o Cráton Amazônico estava separado de Laurentia. Ou seja, o supercontinente Gondwana Ocidental estava praticamente formado em 600 Ma, pois com exceção do cráton do Kalahari e alguns terrenos menores, seus outros terrenos já estavam unidos apesar de ainda haver oceano entre a Austrália e Antártica Oriental, Índia, África Oriental e Kalahari (Li et al., 2008).

Em 550 Ma a Índia se moveu para mais próximo da posição do Gondwana ao longo da margem oeste da Austrália. O cráton Kalahari colidiu com Congo e Rio de la Plata, fechando o oceano Adamastor. Gondwana finalmente se formou em aproximadamente 540-

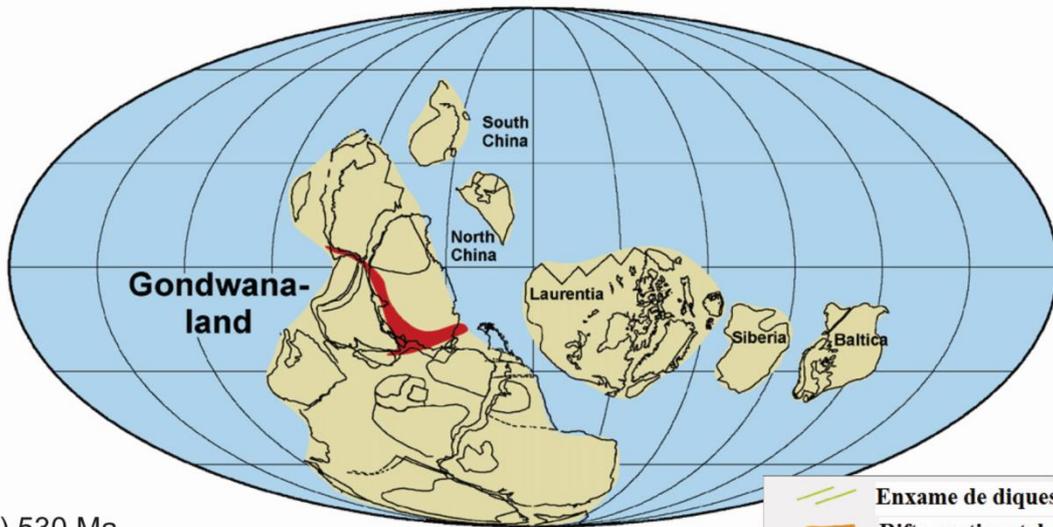
530 Ma, quando o oceano Moçambique se fechou e a Índia se acoplou na Austrália - Antártica Oriental (Li et al., 2008) (Fig. 17g,h;).

A deposição do Grupo Corumbá, onde a Formação Tamengo - objeto deste estudo - está inserida, estaria relacionado ao rifte originado da fragmentação de Rodínia, que se desenvolveu a leste do bloco Rio Apa e ao sul do cráton Amazônico. A sedimentação do Grupo Corumbá teria ocorrido após o evento glacial Marinoano, quando se depositou o diamictito glaciogênico da Formação Puga (Boggiani, 2010).

Durante o Ediacarano, a bacia deposicional do Grupo Corumbá estaria conectada com bacias também formadas pela fragmentação de Rodínia, formando um oceano que circundava diversos blocos continentais. O Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai, e a Formação Pouso Alegre, no Estado de São Paulo, foram depositados nestas bacias interconectadas, que estariam conectados também com o oceano Adamastor, no sudoeste africano. Esta conexão é sugerida pela ocorrência de *Cloudina* sp. tanto nas unidades anteriormente mencionadas, como também no Grupo Itapucumi, no Paraguai (Teixeira & Petri, 2001; Boggiani, 2010).

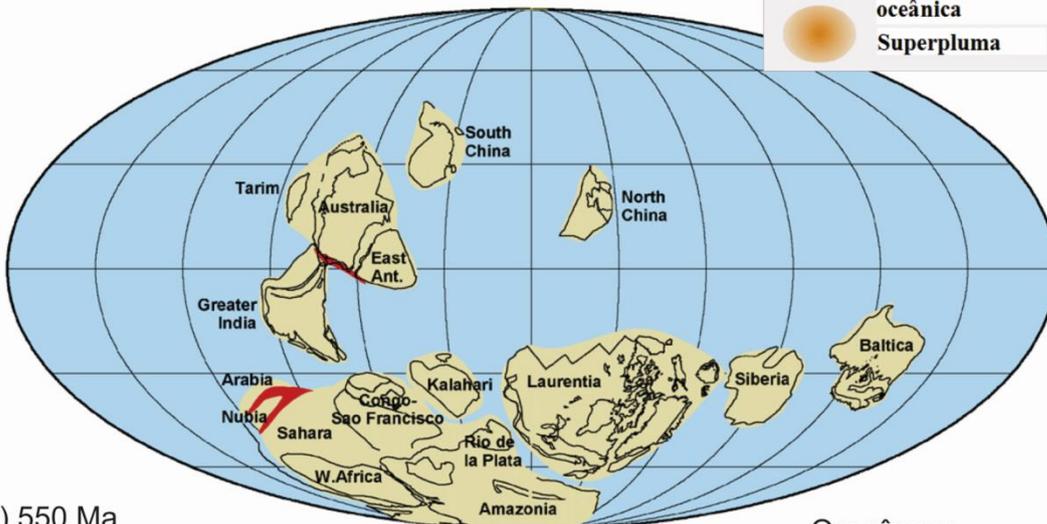
5.6. Condições paleoambientais no Neoproterozoico

Harland (1964) e Harland & Rudwick (1964) foram os primeiros pesquisadores a observar a distribuição global de depósitos glaciais pré-Cambrianos, postulando que estas glaciações estariam relacionadas à explosão cambriana. No entanto, não apresentaram dados suficientemente confiáveis para que a comunidade científica endossasse tal afirmação (Hoffman, 1999). Estes depósitos estão geralmente recobertos por uma capa carbonática. O termo capa carbonática, “*cap carbonate*” ou capa dolomítica “*cap dolostones*”, corresponde a um pacote de rocha dolomítica acima de um diamictito glacial, apresentando contato brusco. Localmente, a capa dolomítica pode estar sobreposta por calcários, que recebem o nome de calcários pós-glaciais. As capas dolomíticas apresentam características notavelmente uniformes, tais como cor clara, geralmente rosadas e pouco espessas, com menos de cinco metros de espessura, mas há casos em que ultrapassam os 27 m. Além disso, as capas dolomíticas apresentam unidades lateralmente extensas de dolomito microcristalino, que podem apresentar uma pequena porção de sedimentos siliciclásticos, pirita e baixo conteúdo orgânico. São em geral finamente laminados, com gradação normal ou reversa e raramente apresentam calcita primária e textura peloidal (Grotzinger & Knoll, 1995; Shields, 2005).



(h) 530 Ma

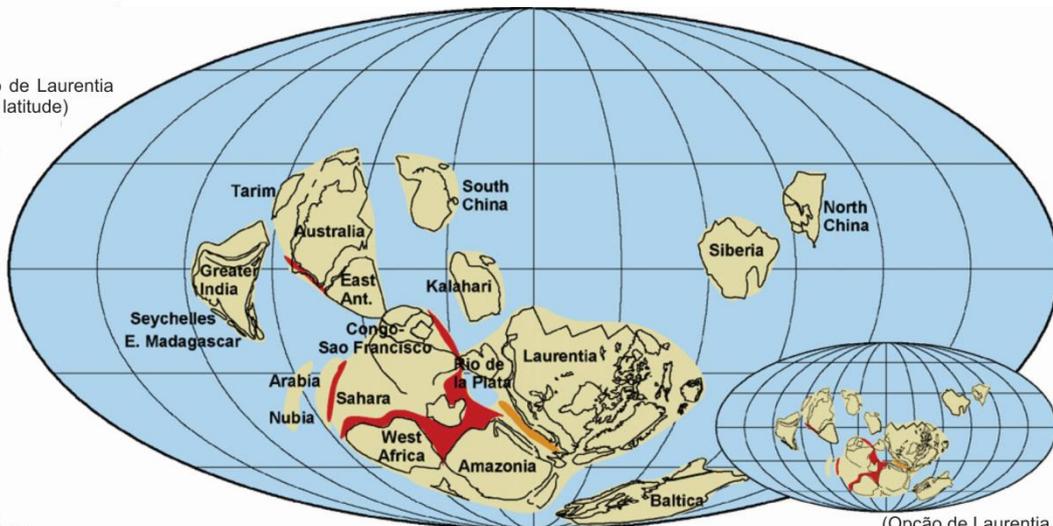
Cambriano (541-485 Ma)



(g) 550 Ma



(Opção de Laurentia em alta latitude)



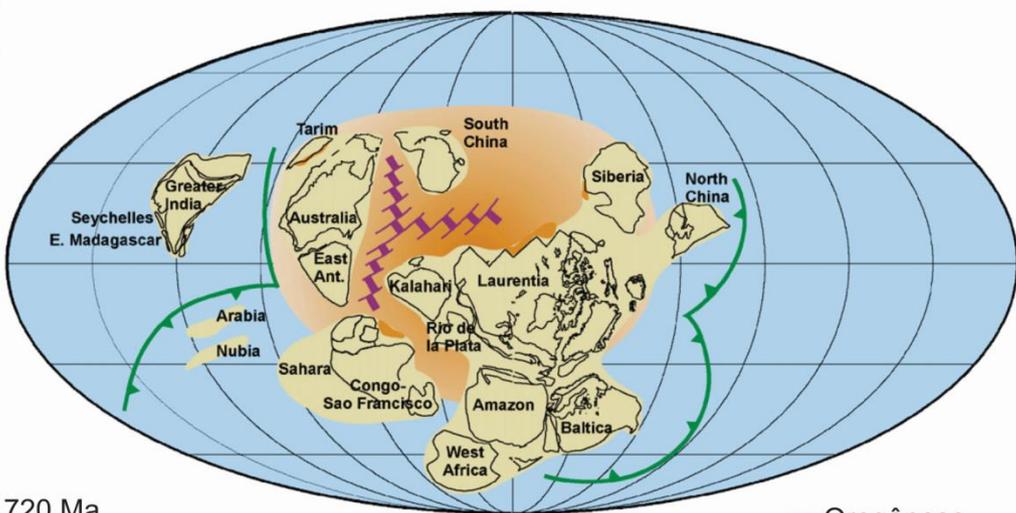
(f) 600 Ma

(Opção de Laurentia em baixa latitude)



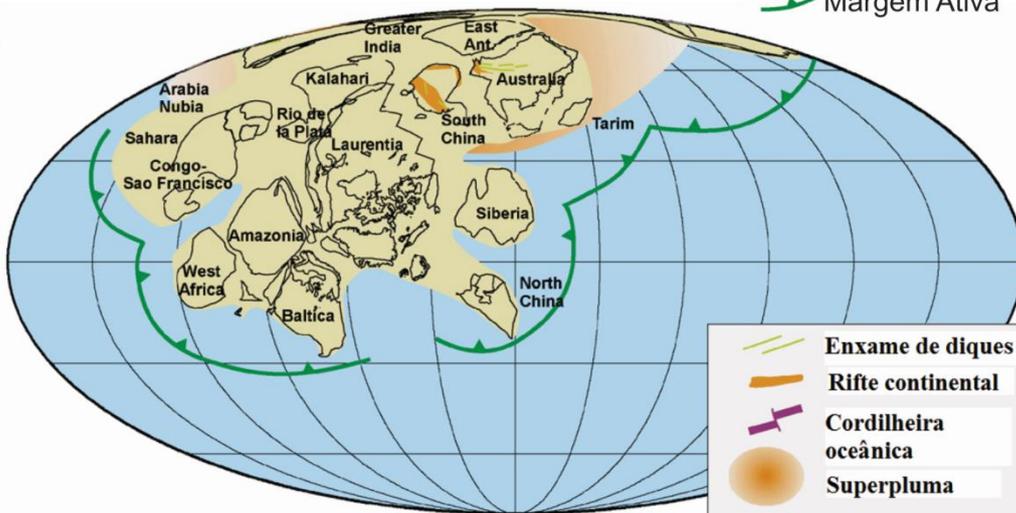
(e) 630 Ma

Ediacarano (635-541 Ma)



(d) 720 Ma

— Orogênese
 — Margem Ativa



(c) 825 Ma

Criogeniano (850-635 Ma)

— Enxame de diques
 — Rifte continental
 — Cordilheira oceânica
 — Superpluma

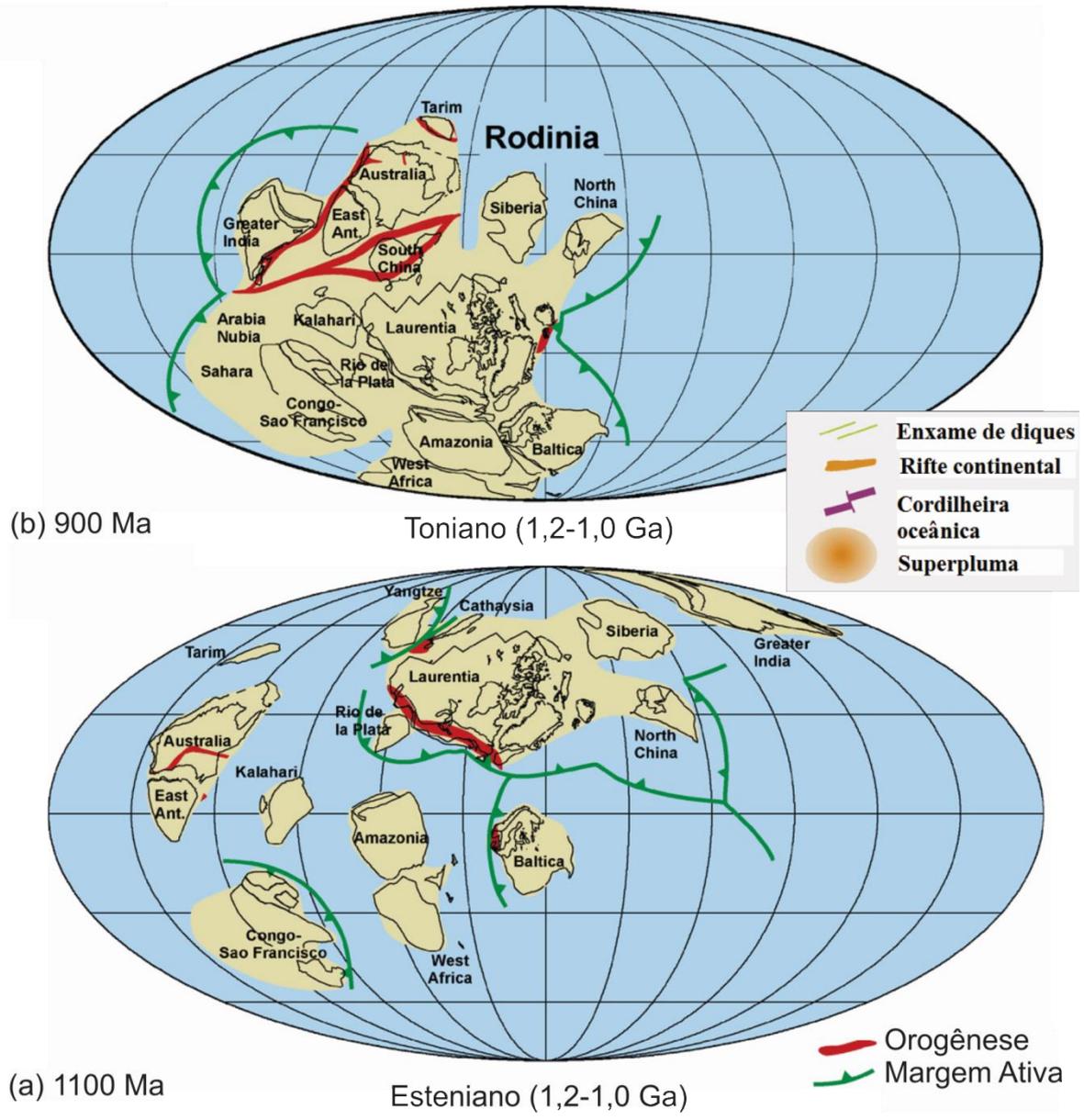


Figura 17. Desenho esquemático das posições dos paleocontinentes durante o Neoproterozoico. (Modificado de Li et al., 2008).

Até o momento, acredita-se que houve pelo menos três glaciações globais no Neoproterozoico: Sturtiana (cerca de 725 Ma), (Fig. 18); Marinoana (cerca de 635 Ma), (Fig. 19); e Gaskiers (580 Ma), (Fig. 20). Tais deduções são baseadas em pelo menos 77 formações de sedimentos glaciais (tilitos), distribuídos em 22 paleocontinentes (Allen & Hoffman, 2005; Hoffman & Li, 2009; Babinski, 2011).

A glaciação Sturtiana foi reconhecida em pelo menos 14 paleocontinentes, com datação U-Pb em três destes: (a) $723 \pm 16 - 10$ Ma (SHRIMP) 711 ± 0.3 Ma (TIMS), Formação Gubrah em Oman; (b) 686 ± 4 Ma (SHRIMP) Membro Scout Mountain, Formação Pocatello, e 685 ± 7 e 684 ± 4 Ma, Formação Edwardsburg, ambas em Idaho, Estados Unidos da América; e (c) 659.7 ± 5.3 Ma, Formação Wilyerpa, sul da Austrália. A diferença nas idades obtidas para esta glaciação resulta na incerteza quanto ao número de eventos glaciais, se um ou mais, bem como sua duração (Hoffman & Li, 2009; Babinski, 2011). No Brasil esta glaciação foi reconhecida na Formação Jequitaiá, base do Grupo Bambuí (Babinski & Kauffman, 2003).



Figura 18. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Sturtiana. Em destaque a ocorrência na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).

A glaciação Marinoana foi reconhecida em pelo menos 15 paleocontinentes e possui datação mais precisa em torno de 635 Ma, obtidas na China e Austrália. Na China, a datação foi obtida através de cristais de zircão com idade U-Pb de 654.5 ± 3.8 Ma (SHRIMP), na Formação Datangpo. Já na Austrália, a idade obtida foi de Re-Os 643 ± 2.4 Ma, em folhelhos do Membro Tindelpina, base da Formação Tapley Hill (pré-Marinoana) e U-Pb de 635.5 ± 1.2 Ma (ID-TIMS), em depósito sin-glacial da Formação Ghaub (Hoffmann et al., 2004; Babinski, 2011). No Brasil, esta glaciação teria resultado na deposição da Formação Puga, que ocorre abaixo dos grupos Araras e Corumbá, porção norte e sul da faixa Paraguai respectivamente, marcando assim a idade mínima para estes grupos (Boggiani, 1998). Além

disso, há registros de *dropstones* no Grupo Jacadigo, indicando que sua deposição também ocorreu em um evento glacial, considerado coevo à Formação Puga (Trompette et al. 1998).

A glaciação Gaskiers, datada em torno de 580 Ma, apesar de menos abrangente que as duas glaciações anteriores, ocorreu em oito paleocontinentes espalhados entre latitudes relativamente altas (aproximadamente 70°) até próximas ao equador, o que consiste em uma característica de glaciação global. Porém, sua curta duração, obtida através de idade U-Pb (TIMS) em zircão de sua localidade-tipo em Newfoundland, Canadá, associado à ausência de uma capa carbonática distinta, parece incompatível com o modelo *Snowball Earth*, anteriormente mencionado. No Brasil esta glaciação estaria representada na Formação Serra Azul, Grupo Alto Paraguai, cobertura sedimentar da porção norte da Faixa Paraguai (Figueiredo et al 2008; Hoffman & Li, 2009; Li et al., 2013).

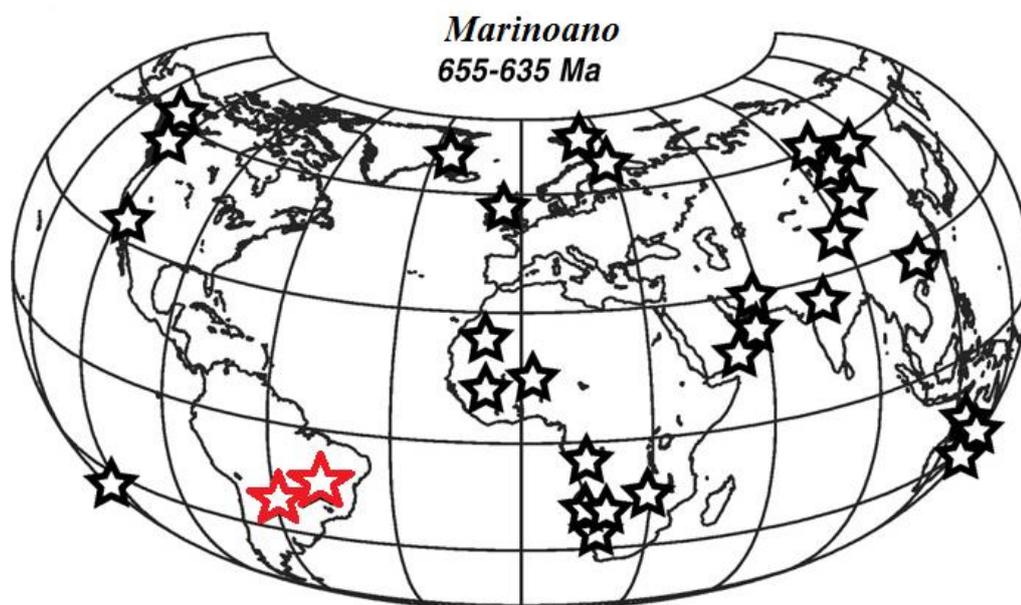


Figura 19. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Marinoana. Em destaque ocorrências na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).

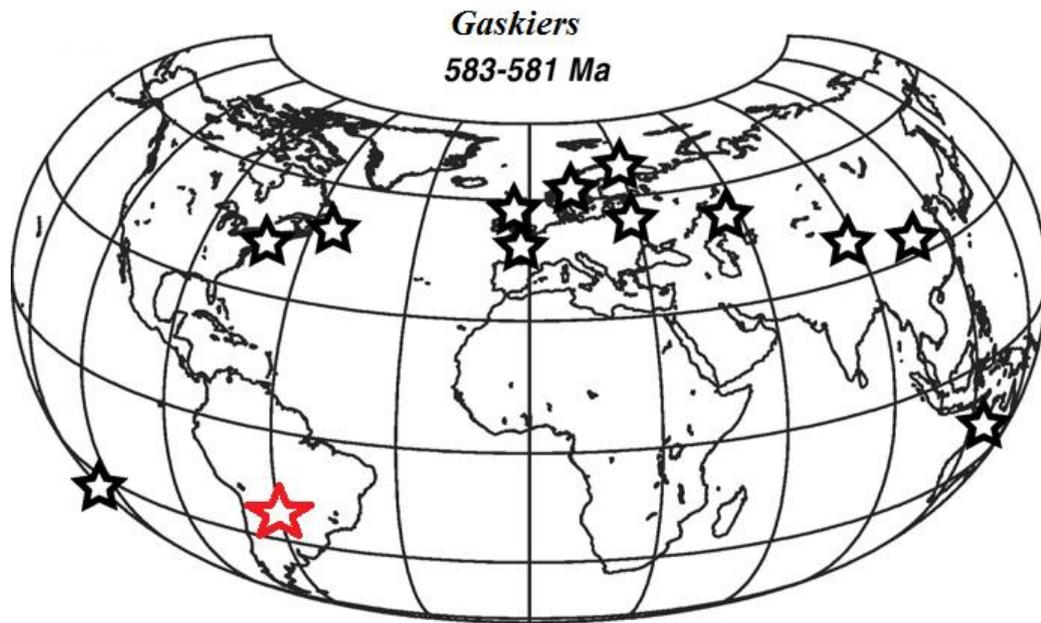


Figura 20. Distribuição atual dos depósitos glaciogênicos durante a glaciação Gaskiers. Em destaque a ocorrência na América do Sul (Modificado de Hoffman & Li, 2009).

6. RESULTADOS

A análise micro- e macropaleontológica revelou a ocorrência de diversos táxons em diferentes estágios de preservação. Sendo assim, os resultados apresentados correspondem à descrição e identificação dos fósseis – taxonomia -, a análise da sucessão fossilífera com a proposição de um ensaio de zoneamento e finalmente a análise da maturação térmica através do índice IAT.

6.1. Taxonomia

No presente estudo taxonômico são apresentadas espécies, identificadas ou não, recuperadas a partir da Formação Tamengo, afloramento Eco Parque Cacimba da Saúde, provenientes de lâminas palinológicas e petrográficas, bem como amostras de mão no caso dos microfósseis. De acordo com a natureza dos fósseis, a taxonomia e a terminologia adotada para a descrição dos espécimes segue diferentes autores.

6.1.1. Palinomorfos

Seis espécies foram recuperadas: *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973), *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958, *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976, *Myxococcoides?* sp.1, *Rugosoopsis?* sp.1 e *Melanocyrrillium?* sp.1. A taxonomia supragenérica segue Evitt (1963), para *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958 segue-se Downie & Sarjeant (1963) e Yankauskas et al., (1989), para *Bavlinella* Shepeleva, 1962 segue-se Yankauskas et al., 1989, para *Myxococcoides* Schopf, 1968 segue-se Schopf (1968) e Sergeev & Schopf (2010), para *Rugosoopsis* Timofeev & Hermann, 1979 segue-se Butterfield et al. (1994) e para *Melanocyrrillium* Bloeser, 1979 segue-se Bloeser (1979) e Porter & Knoll (2000). Conforme sugerido por Evitt (1963), segue-se o Código Internacional de Nomenclatura Botânica.

Reino Eubacteria Woese e Fox, 1977

Filo Cyanobacteria Stanier et al., 1978

Classe Hormogoneae Thuret, 1875

Ordem Oscillatoriales Elenkin, 1949

Família Oscillatoriaceae Dumortier ex Kirchner, 1898

Gênero *Rugosoopsis* Timofeev & Hermann, 1979 emend. Butterfield et al., 1994
Karamia Kolosov, 1984, pp.41-42.

Espécie-tipo – *Rugosoopsis tenuis* Timofeev & Hermann, 1979.

Diagnose – bainhas duplas filamentosas, sendo que a bainha interna é lisa ou pseudoseptada; já a bainha externa apresenta estrutura transversal proeminente (Butterfield et al., 1994).

Discussão – de acordo com Butterfield et al. (1994), Pjatiletov (1988) propôs três espécies para *Rugosoopsis*, diferenciando duas espécies com base no tamanho, e a terceira com base na estrutura transversal. Sendo assim, espécimes menores de 50 µm correspondem a *Rugosoopsis tenuis*; espécimes maiores que 50 µm à *Rugosoopsis latus*, e entre 60-150 µm à *Rugosoopsis rugosiusculus*. Os diferentes tipos de preservação da bainha externa de *Rugosoopsis* Timofeev & Hermann, 1979 resultam em diversas, embora superficiais, variações na forma (Butterfield et al., 1994). Com base nessa variabilidade resultante dos processos tafonômicos, Butterfield et al. (1994) sinonimizaram a espécie-tipo e todas as outras espécies do gênero *Karamia* Kosolov, 1984 com *Rugosoopsis tenuis* Timofeev & Hermann, 1979, espécie-tipo de *Rugosoopsis*. Vale salientar que, apesar de formalmente esta sinonímia não ter sido apresentada por Butterfield et al. (1994), pode-se concluir quanto a mesma a partir da lista sinonímica de *Rugosoopsis tenuis* apresentada no citado trabalho de revisão. Apesar disso, Moczyłowska (2008) considera que as espécies atribuídas a *Karamia* distinguem-se daquelas atribuídas a *Rugosoopsis* por apresentar septos, com a constrição da parede do filamento no contato com os septos, enquanto que *Rugosoopsis* se trata de um filamento com parede dupla contendo estrutura transversal na parede externa. No presente trabalho seguiu-se o proposto por Butterfield et al (1994), pois de fato os processos tafonômicos podem conduzir a uma classificação errônea dos espécimes.

Distribuição estratigráfica – Neoproterozoico (Timofeev & Hermann, 1979) ao Cambriano Superior (Moczyłowska, 2008).

Rugosoopsis? sp. 1

(Fig. 21E)

Descrição – fragmento de filamento com estrutura transversal proeminente, semelhante a dobras longitudinais.

Localidade – Afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul.

Horizonte – Formação Tamengo, Grupo Corumbá.

Material ilustrado – CP-741, amostra MP1590, 19 µm de comprimento e 5 µm de largura (Fig. 19E).

Ocorrência - Eco Parque Cacimba da Saúde, amostra MP1590 (2,3 m).

Discussão – o fragmento encontrado apresenta-se degradado, o que gera dúvidas quanto a sua classificação. Apesar de não apresentar a bainha externa, que pode ter sido perdida devido à degradação, apresenta tecido transversal proeminente, que se assemelha a dobras da bainha no sentido longitudinal. Sendo assim, as características observadas correspondem as descritas para *Rugosoopsis?* sp.1, porém, devido à precariedade da preservação não foi possível a identificação indubitável em nível de gênero.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Brasil, afloramento da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, amostra MP1590 (2,3 m).

Classis, Ordo et Fam. indet.

Gênero *Bavlinella* Shepeleva, 1962

Sphaerocongregus Moorman, 1974

Espécie-tipo – *Bavlinella faveolatus* Shepeleva, 1962.

Diagnose – consiste em três morfologias distintas: (1) célula cocóide solitária, subesferoidal a subelipsoidal, entre 2 e 5 µm de diâmetro, de aparência hialina, sem estruturas celulares observadas, exceto ocasionais envelopes de parede dupla; (2) células esféricas de parede simples, rugosa e mosqueada, entre 5 - 16 µm de diâmetro, que ocorrem solitárias ou agregadas, formando linhas ou longas cadeias. Muitos espécimes apresentam a parede ligeiramente achatada devido aos planos de fixação e, provavelmente, compressão mútua durante o crescimento; (3) massa globular aparentemente sólida entre 5 - 20 µm de diâmetro composta por subunidades cocoidais de 0.1 a 2 µm de diâmetro (Moorman, 1974).

Distribuição estratigráfica – Mesoproterozoico ao Ordoviciano (Gaucher et al., 2003).

Discussão – Originalmente, a espécie-tipo foi denominada como *Bavlinella faveolatus* Shepeleva, 1962, o que foi corrigido por Vidal (1976) para *Bavlinella faveolata*. De acordo com Vidal (1976), *Sphaerocongregus* Moorman, 1974 cuja espécie-tipo é *Sphaerocongregus variabilis* é sinônimo júnior de *Bavlinella*. Além disso, Vidal (1976) considera a diagnose dada por Moorman (1974) ao gênero *Sphaerocongregus* superior àquela diagnose de *Bavlinella* proposta por Shepeleva (1962) e, portanto, conforme sugerido por Vidal (1976), seguiu-se a diagnose de *Sphaerocongregus* proposta por Moorman (1974) para *Bavlinella*.

Bavlinella faveolata Vidal, 1976

(Fig. 21B)

1962 *Bavlinella faveolatus* Shepeleva, 1962

?1973 *Microsphaera faveolata* Sin & Liu, pl. XIII, fig. 7

1974 *Sphaerocongregus variabilis* Moorman, pls 1–3.

1976 *Bavlinella faveolata* nom. correct. Vidal, fig. 7A–C.

1990 *Sphaerocongregus variabilis* Vidal, 1976; Vidal & Nystuen, fig. 9A, B, D, E, G–L.

1992 *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976; Schopf, pl. 54J1–J3.

1996 *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976; Gaucher, Sprechmann & Schipilov, figs 7.1–7.2.

2000 *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976; Gaucher, pl. 9, pls 18.1–18.2.

2003 *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976; Gaucher *et al.*, figs 5C–H, 6F.

Material-tipo – Holótipo. Shepeleva, 1962, Fig. 1; região Volga-Urais; Wendy. Parátipo. Shepeleva, 1963, pl. VII, a FIG. 10 (ibid.). Perdido. Lectótipo proposto por German *et al.* (1989): Coleção E. D. Shepeleva: arr. Número 16/1893 poços. Kochevo-12, Int.. 474-476 m; Ediacarano da plataforma do Leste Europeu; Table. XVIII, a FIG. 8a, b.

Diagnose – a mesma de *Sphaerocongregus variabilis* Moorman (1974), considerado sinônimo junior de *Bavlinella*.

Horizonte-tipo – Upper Bavly Series, província petrolífera de Volga-Urals, poço Vyatskoye nº 4 (entre 2847.2 e 2876.2 m) (Vidal, 1976).

Material ilustrado – CP-741, amostra MP1590, 10 µm (Fig. 19B).

Ocorrência – Rússia (Shepeleva, 1962); Suécia (Vidal, 1976); Canadá (Moorman, 1974); Uruguai e Brasil, Grupo Corumbá, formações Cerradinho e Tamengo (Gaucher *et al.*, 2003). Brasil, afloramento da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, uma amostra MP1590: 2,3 metros.

Discussão – os espécimes recuperados a partir da Formação Tamengo correspondem ao segundo morfotipo descrito por Moorman (1974), ou seja, são células esféricas em torno de 12 µm, com parede rugosa, solitárias, com a parede ligeiramente achatada.

Distribuição geográfica e estratigráfica – apresenta ampla distribuição estratigráfica, desde o Mesoproterozoico ao Ordoviciano. No entanto, este táxon alcançou seu apogeu no Ediacarano (Gaucher *et al.*, 2003).

Grupo Acritarcha Evitt, 1963

Subgrupo Sphaeromorphae Downie, Evitt e Sarjeant, 1963

Família Leiosphaeridae Eisenack, 1958

Gênero *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958 *emend.* Downie & Sarjeant, 1963; *emend.* Turner, 1984.

Espécie tipo - *Leiosphaeridia baltica* Eisenack, 1958.

Diagnose – Restos orgânicos de forma esférica, parede fina, resistentes ao ataque ácido, cor amarelo claro até o marrom escuro. Geralmente achatados, como finos discos. A parede no estágio adulto não apresenta poros, sendo esta a principal diferença desta espécie com *Tasmanites* (Eisenack, 1958). Vesícula esférica a elipsoidal, sem processos, frequentemente colapsada ou dobrada, com ou sem ficoma. Parede fina granular, com pontos ou lisa. Sem divisões e sem sulcos ou cintura transversal ou longitudinal (Downie & Sarjeant, 1963).

Distribuição estratigráfica - Paleoproterozoico (Peng et al., 2009) ao Quaternário (Hannah et al., 2000).

Discussão - Optou-se pela diagnose proposta por Downie & Sarjeant (1963), pois estes autores sugeriram a exclusão da cor como característica diagnóstica. De acordo com estudos de colorimetria, a cor dos palinomorfos pode ser alterada por inúmeros fatores, tais como o aumento de temperatura (Staplin, 1969), ação de substâncias húmicas bem como o tratamento químico utilizado na preparação da amostra (Downie & Sarjeant, op. cit.). Yankauskas et al. (1989) estabeleceu os critérios que permitiram diferenciar *L. crassa*, *L. minutissima*, *L. tenuissima* e *L. jacutica*. Como estas quatro espécies são vesículas esféricas, simples, sem processos, que podem ou não apresentar dobras, Yankauskas et al. (1989) sugeriram utilizar dois critérios para diferenciar tais espécies: tamanho e espessura da parede. O tamanho limite entre espécies é de 70 µm, e a espessura da parede pode ser grossa (0,7 à 1,5 µm) ou fina (> 0,7 µm). Sendo assim, *L. crassa* é menor que 70 µm e possui parede espessa; *L. minutissima* é menor que 70 µm e possui parede fina; *L. jacutica* é maior que 70 µm e possui parede espessa e *L. tenuissima* é maior que 70 µm e possui parede fina.

Leiosphaeridia crassa (Pykhova 1973) *emend.* Yankauskas et al. 1989

(Fig. 21A)

1949 *Leiotriletes crassus* Naumova, p. 54, pl. 1, fig. 3

1973 *Leiosphaeridia crassa* Pykhova, 1973, p. 99, pl. 2, fig. 3

1986 *Leiosphaeridia* spp.; Damassa & Knoll, figs. 5B-D, G

1989 *Leiosphaeridia crassa* (Naumova 1949) emend. Yankauskas *et al.* 1989, p. 75-76, pl. 9, figs 5-10

1990 *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973); Fensome *et al.* 1990, p. 274

1994 *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973); Butterfield *et al.*, pp. 40–42, figs. 16F, 23K

2004 *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973); Sergeev & Seong-Joo, p. 18, pl. 3, figs. 4, 5

2006 *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973); Sergeev & Seong-Joo, p. 15, pl. 2, figs. 2a–2c, 5

2006 *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973); Sergeev, p. 223, pl. 30, figs. 4, 5, pl. 38, figs. 2a, 2, 4, 5.

Material-tipo - Holótipo: Naumova, 1949, Plate I, fig. 3; coleção paleontológica do *Institute of Precambrian Geology and Geochronology*, St. Petersburg, Rússia, preparação no. 452/1; Cambriano Inferior, Formação Lontova, Estonia (Sergeev & Seong-Joo, 2006). Com a perda do holótipo, foi erigido neótipo por Yankauskas *et al.*, 1989 (Pl. 9: fig. 5, LitNIGRI, nº 16-800-2942/9, espécime 2).

Diagnose - vesícula esférica de pequeno e médio porte, com superfície lisa e parede espessa. Membranas com tamanho entre 10 - 70 μm (tipicamente 15 – 30 μm), com espessura da parede entre 0,7 - 1,5 μm . Difere de *L. minutissima* devido à espessura da parede, que no caso de *L. crassa* é mais espessa que *L. minutissima*. Além disso, também difere de *L. tenuissima* devido ao tamanho (Yankauskas *et al.*, 1989).

Localidade-tipo – Neótipo: Bashkirian Peri-Urals (Yankauskas *et al.*, 1989).

Horizonte-tipo – Ediacarano, horizonte Redkino, Formação Bashkibashev, perfuração Sergeev-800, 2942.4-2946.4 m (Yankauskas *et al.*, 1989).

Material ilustrado – CP-741, amostra MP1590, 20 μm de diâmetro (Fig. 19A).

Ocorrência – Austrália (Grey, 2005); China (Tang *et al.*, 2013); Índia (Tiwari & Pant, 2004); Escócia (Stroter *et al.*, 2011); Polônia (Moczdłowska, 2008). No Brasil; afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, amostra MP1590: 2,3 metros.

Discussão – Os espécimes recuperados apresentam forma esférica, parede lisa e espessa, dobras e tamanho inferior a 70 μm , características que aliadas à ausência de processos ou aberturas, permitem atribuir estes espécimes a *Leiosphaeridia crassa*. Pykhova (1973) alterou o nome desta espécie de *Leiotriletes crassus* Naumova, 1949 para *Leiosphaeridia crassa*, como se pode notar a nova grafia para o segundo termo do nome da espécie (Fensome *et al.*,

1990; Grey, 2005). Posteriormente, Yankauskas et al. (1989) altera mais uma vez a atribuição genérica e erige neótipo para a espécie, que passa a ser denominada de *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973), posição seguida no presente trabalho.

Distribuição stratigráfica – amplamente distribuída em assemblages do Meso e Neoproterozoico. Membros do gênero *Leiosphaeridia* são os acritarcos esferomorfos mais comuns em sedimentos pré-Cambrianos (Sergeev & Schopf, 2010).

Leiosphaeridia tenuissima Eisenack, 1958

(Fig. 21C)

1958 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, p. 391, pl. 1, figs. 2, 3, pl. 9, figs. 5-10

1994 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Butterfield et al., p. 42, fig. 16I

1994 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Hofmann & Jackson, fig. 12E

1998 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Zhang et al., p. 21, fig. 9.7-9.9

1998 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Gaucher et al., fig. 4.6

2000 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Gaucher, pl. 11.5

2005 *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958; Grey, p.184, figs. 63H, 65

Material-tipo – Holótipo: *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958, estampa 1, fig. 2.

Diagnose – Vesícula esférica de parede simples, lisa, com dobras compressionais que podem ser concêntricas e curvas, mas geralmente são lineares, com superposição ou interseção (Wright & Meyers, 1981).

Localidade-tipo – Rio Tosna, Leningrado, Rússia (Eisenack, 1958).

Horizonte-tipo – Horizonte Dictyonema, Ordoviciano inferior, Rio Tosna, Leningrado, Rússia (Eisenack, 1958).

Material ilustrado – CP-738, amostra MP1598, 129 µm (Fig. 19C).

Ocorrência – Austrália (Grey, 2005); China (Tang et al., 2013; Liu et al., 2014); África do Sul (Gaucher & Germs, 2006); Namíbia (Gaucher, Frimmel & Germs, 2005); Sibéria (Sergeev, Knoll & Grotzinger, 1995); Uruguai (Gaucher et al., 2003); Grupo Corumbá, Formação Guaicurus (Gaucher et al., 2003), Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, uma amostra MP1590: 2,3 m.

Discussão – Há variações consideráveis entre os espécimes, particularmente em relação à espessura e textura da parede. No entanto, muitas diferenças na textura da parede são provavelmente de origem tafonômica. Em geral, *Leiosphaeridia tenuissima* é caracterizada

por tamanho maior e transparência da parede. Como mencionado anteriormente, Yankauskas et al. (1989) estabeleceu o limite entre *L. minutissima* e *L. tenuissima* em 70 µm (Grey, 2005).

Distribuição estratigráfica – Mesoproterozoico ao Cambriano (Grey, 2005).

Incertae Sedis

Gênero *Myxococcoides* Schopf, 1968

Espécie-tipo - *Myxococcoides minor* Schopf, 1968.

Diagnose – células esféricas, esferoidais ou elipsoidais, ocasionalmente distorcidas devido à compressão; solitária ou aglutinada em colônias globulares, compostas por poucas ou muitas células. A textura da superfície varia de psilado a finamente reticulado. O diâmetro das células varia entre cerca de nove e 18 µm. Aparentemente não há bainhas envolvendo células solitárias. As células se apresentam incorporadas ou englobadas em uma matriz orgânica amorfa, não lamelada e geralmente bem desenvolvida. Reprodução por fissão em três planos perpendiculares, resultando em células filhas, que comumente permanecem agregadas; formando novas colônias provavelmente pela fragmentação de colônias pré-existentes (Schopf, 1968).

Distribuição estratigráfica – Paleoproterozoico (Hofmann, 1976) ao Ediacarano (Fuxing, 1981).

Discussão – *Myxococcoides* foi inicialmente incluído na Família Chroococcaceae devido ao seu tamanho e forma, sua aparência procariótica, seu hábito colonial e sua incorporação em uma matriz amorfa orgânica (Schopf, 1968). Posteriormente, *Myxococcoides* foi considerado um gênero que abrange microfósseis com origem heterogênea (Butterfield et al., 1994; Sergeev et al., 1997; Sergeev & Schopf, 2010). As três espécies de *Myxococcoides* são diferenciadas com base no tamanho da célula, textura da parede, e o número de células por colônia (Schopf, 1968).

Myxococcoides? sp. 1

(Figs. 21F,G)

Descrição - Células esféricas, opacas, sem bainha ou outros processos visíveis, solitárias, com aproximadamente dez µm de diâmetro. Alguns espécimes apresentam forma levemente poligonal, o que pode indicar que inicialmente formavam um agregado de células (clusters).

Localidade – Afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul.

Horizonte – Formação Tamengo, Grupo Corumbá.

Material ilustrado – CP-741, amostra MP1590, F: 3,3 µm ; G: 5,3 µm (Figs. 19F,G).

Ocorrência - Eco Parque Cacimba da Saúde, três amostras: CP-741 - MP1590 (2,3 m); CP-740 - MP1596 (0,90 m) e CP-738 - MP1598 (0,40 m).

Discussão – Os espécimes recuperados são células esféricas solitárias, em torno de dez µm, sem processos. Apresentam-se opacas, possivelmente devido a processos tafonômicos, o que inviabilizou uma classificação taxonômica mais definitiva. Gaucher et al. (2003) descreveram uma espécie deste gênero também da Formação Tamengo, no entanto, as espécies se diferem pois em Gaucher et al. (2003) ocorrem formando colônias e apresentam a parede hialina, apesar da carbonificação avançada, enquanto que a espécie aqui descrita se apresenta em células unitárias e opacas.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Formação Tamengo, Ediacarano, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil.

Gênero *Melanocyrrillium* Bloeser, 1979

Espécie-tipo – *Melanocyrrillium hexodiadema* Bloeser, 1979.

Diagnose – vesícula de parede orgânica em forma de lágrima ou bulbo, unilocular, aparentemente unicelular e solitária, de afinidade biológica incerta. Seu comprimento varia entre 32 µm até 170 µm; a largura entre 19 µm e 123 µm e a extremidade oral varia entre 8 µm e 85 µm de largura. O maior diâmetro localiza-se próximo ao polo aboral arredondado, afinando na direção da extremidade oral.

Discussão – *Melanocyrrillium* foi inicialmente interpretado como um quitinozoário. No entanto, diferenças como presença de apêndices e cifres basais nos quitinozoários, ausentes em *Melanocyrrillium* fez com que esta idéia fosse descartada. Posteriormente, *Melanocyrrillium* foi comparado com tecamebas, que apresentam características morfológicas muito semelhantes. No entanto, a classificação de *Melanocyrrillium* como tecameba ainda não foi formalizada (Porter & Knoll, 2000).

Distribuição estratigráfica – Neoproterozoico (Porter & Knoll, 2000).

Melanocyrrillium? sp.1

(Fig. 21D)

Descrição – vesícula orgânica em forma de vaso contendo comprimento em torno de 590 µm e diâmetro em torno de 370 µm. Um dos espécimes aparentemente possui parede mineralizada (calcita) envolta por parede orgânica.

Localidade – Afloramento no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul.

Horizonte – Grupo Corumbá, Formação Tamengo, afloramento Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, MP1612 (12,9 m).

Material ilustrado – CP-744, amostra MP1612, 417 µm de comprimento e 272 µm de largura (Fig. 19D).

Ocorrência - Eco Parque Cacimba da Saúde, MP1612 (12,9 m).

Discussão – os espécimes encontrados apresentam a típica forma de vaso do gênero *Melanocyrrillium* Bloeser, 1985. No entanto, as dimensões encontradas são muito maiores do que as sugeridas para as espécies já descritas.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Brasil, Formação Tamengo, Ediacarano, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil.

6.1.2. Microfósseis mineralizados

Duas espécies foram recuperadas: *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1985, e *Corumbella weneri* Hahn et al (1982). A taxonomia supragenérica segue Hahn & Pflug (1985) para *Cloudina* e Hahn et al., (1982) para *Corumbella weneri*. A taxonomia de *Cloudina* segue Germs (1972) e *Corumbella* segue Hahn et al., (1982) e Babcock et al (2005).

Família Cloudinidae Hahn & Pflug, 1985

Gênero *Cloudina* Germs, 1972

Espécie-tipo – *Cloudina hartmannae* Germs, 1972.

Diagnose – Os tubos calcários (exoesqueleto) são sinuosos; compostos de cones empilhados dando à estrutura a aparência de possuir paredes duplas. A parede exterior tem sulcos anulares e depressões. A parede interna é delicada e em alguns espécimes mostra saliências anelares muito finas. Os tubos internos normalmente não estão localizados centralmente na secção

transversal. O ápice quase sempre é encontrado fechado, enquanto que a extremidade distal sempre encontrada aberta (Germs, 1972).

Distribuição estratigráfica – Ediacarano.

Discussão – Originalmente foram propostas duas espécies: *Cloudina hartmannae* Germs 1972 e *Cloudina riemkeae* Germs, 1972. Posteriormente, *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer, 1957 foi renomeado para *Cloudina luciano* (Beurlen & Sommer, 1957), e outras espécies foram propostas: *Cloudina waldei* Hahn & Pflug, 1985, *Cloudina lijiagouensis* Zhang et al., 1992, *Cloudina sinensis* Zhang et al., 1992 e *Cloudina carinata* Cortijo et al., 2010. As duas primeiras espécies, *Cloudina hartmannae* e *Cloudina riemkeae*, foram propostas a partir de material da Namíbia, África; *Cloudina luciano* e *Cloudina waldei* com o material do Brasil, *Cloudina carinata* com material da Espanha, *Cloudina lijiagouensis* e *Cloudina sinensis* da China. A semelhança entre *Cloudina* Germs, 1972 e *Aulophycus* Fenton & Fenton, 1939 foi observada a primeira vez por Fairchild (1978) e Zaine & Fairchild (1987). Basicamente, *Cloudina* difere de *Aulophycus* por possuir um exoesqueleto lamelar de cones sobrepostos enquanto que *Aulophycus* abrange espécies com esqueleto em forma tubular. *Cloudina* está restrita ao Neoproterozóico, com extinção no final do Ediacarano (Amthor et al., 2003; Boggiani et al., 2010; Herrero et al., 2011), enquanto que *Aulophycus* tem sido considerada restrita ao Cambriano (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1987).

Cloudina luciano (Beurlen & Sommer, 1957)

(Fig. 21H)

1957 *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer, 1957, plate IV, parte dos espécimes das amostras 1156 e 1149 – Brasil.

?1972 *Cloudina hartmannae* Germs, plate 1, figs 1-7 Namíbia.

1987 *Cloudina luciano* (Beurlen & Sommer, 1957), Zaine & Fairchild, plate 1, fig. 1 (8-14), Brasil.

?1992 *Cloudina hartmannae* Germs, 1972; Bengtson & Zhao, fig 2A (fig. 2B), China.

2003 *Cloudina hartmannae* Germs, 1972; Hua et al, fig 2D-H, fig 3

?2005 *Cloudina hartmannae* Germs, 1972; Hua et al, fig. 4A, China.

?2007 *Cloudina* Hua et al., fig. 5 (4,6); fig. 6 (3-5)

Material-tipo – Holótipo: Espécime nº1149, depositado na coleção de paleobotânica, Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, Brasil (Zaine & Fairchild, 1987).

Diagnose – Pequenos tubos calcários, retos ou levemente curvos, com alargamento na extremidade distal, que é aberta. O diâmetro varia entre 0,2 mm e 3,8 mm e o comprimento entre 1,5 e 15 mm. A parede possui espessura variável, simples ou complexas, que em cortes transversais apresenta entre 1 a 4 anéis (lamelas de crescimento), parciais ou completos, concêntricos ou assimétricos. Em cortes longitudinais, a parede pode estar levemente imbricada com inclinação suave voltada para o ápice. A superfície externa é lisa a irregular, raramente contendo pregueamentos transversais pronunciados (Zaine & Fairchild, 1987).

Localidade-tipo – Pedreira Sobramil, cidade de Ladário, Mato Grosso do Sul, Brasil (Beurlen & Sommer, 1957).

Horizonte-tipo – Formação Tamengo, Ediacarano (Beurlen & Sommer, 1957; Boggiani et al. 2010).

Material ilustrado – CP-744, amostra MP1612, 600 µm de largura e 750 µm de comprimento (Fig. 19H).

Ocorrência – Namíbia (Germs, 1972); Brasil (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985; Hahn & Pflug, 1985); Canadá (Hofmann & Mountjoy, 2001); México (Sour Tovar et al, 2007); China (Hua et al, 2003, 2005, 2007); afloramento da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, amostras MP1601: 2,8 m; MP1607: 5,3 m; MP1612: 12,9 m.

Discussão – algumas ocorrências citadas na lista sinonímica acima constam com interrogação, pois tais espécimes ilustrados como *Cloudina hartmannae* são similares a *C. lucianoi*. No entanto, para uma análise detalhada dessa comparação, é necessário a redescrição e revisão destas espécies, uniformizando as características diagnósticas de cada espécie para então fazer a correta classificação (Do Carmo et al., 2013, 2014). Os espécimes recuperados no presente trabalho foram observados em lâminas petrográficas, na maioria das vezes em cortes perpendiculares ao exoesqueleto, portanto, se apresentam como círculos de composição carbonática, geralmente preenchido por sedimento muito fino.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Namíbia (Germs, 1972); Brasil (Beurlen & Sommer, 1957; Zaine & Fairchild, 1985; Hahn & Pflug, 1985); Canadá (Hofmann &

Mountjoy, 2001); México (Sour Tovar et al, 2007); China (Hua et al, 2003, 2005, 2007).
Ediacarano.

Filo Cnidaria Hatschek, 1888

Classe Scyphozoa Götte, 1887

Família Corumbellidae Hahn, Hahn, Leonardos, Pflug, and Walde, 1982

Corumbella Hahn, Hahn, Leonardos, Pflug, and Walde, 1982 emend Babcock et al., 2005

Espécie-tipo – *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982.

Diagnose – a espécie-tipo é a única de Corumbellidae e dotada das seguintes características: estruturas colunares sem ramificações e comprimento de 8 a 10 cm, aproximadamente a metade deste comprimento é proximal (pólipo primário) e a outra metade área distal (região de pólipos secundários). Os pólipos secundários são bilaterais, composto por conjuntos de no mínimo três pólipos posicionados horizontalmente um ao lado do outro, provavelmente mais de três, na sequência vertical (de proximal para distal), aproximadamente duzentos pólipos secundários. Além disso, estes pólipos têm todas as características da Subclasse (Hahn et al., 1982).

Diagnose emendada – Tubo anelar alongado com discreta expansão a partir da extremidade basal estreita para a distal, estreito em seção lateral paralela; faces quadrangulares em seção transversal e vértices arredondados; anelações presentes em cada face, linha mediana caracterizada sulco longitudinal que externamente reflete a posição da carena que se localiza internamente (Babcock et al., 2005).

Corumbella weneri Hahn et al., 1982

(Fig. 21I)

1982 *Corumbella weneri* Hahn et al., taff. 1-3, abb. 3-5, 9, 11, Brasil.

1987 *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982; Zaine & Fairchild, figs 8, 9 e 10, Brasil.

2000 *Corumbella* n.e. A Hagadorn & Waggoner, figs. 5.4-5.6, Estados Unidos da América.

2005 *Corumbella weneri* Hahn et al. 1982; figs. 4, 5 e 6, Brasil.

2011 *Corumbella weneri* Hahn et al. 1982; Pacheco et al., figs. 3, 4, 5 e 6, Brasil.

2011 *Corumbella weneri* Hahn et al. 1982; Warren et al., figs F e G, Paraguai.

2012 *Corumbella weneri* Hahn et al. 1982; Warren et al., figs B-K, Brasil.

2013 *Corumbella weneri* Hahn et al. 1982; Warren et al., fig. K, Paraguai.

Holótipo – DGM 5.602-I, depositado na coleção de paleobotânica, Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, Brasil (Hahn et al., 1982).

Localidade-tipo – Pedreira Claudia (área atualmente denominada Porto Sobramil), cidade de Ladário, Mato Grosso do Sul, SW-Brasil (Hahn et al., 1982).

Horizonte-tipo – Formação Tamengo, Grupo Corumbá, Ediacarano, Pré-Cambriano Superior (Hahn et al., 1982).

Diagnose original – A espécie-tipo *Corumbella weneri* é a única de Corumbellidae e possui as seguintes características: estruturas colunares sem ramificações e comprimento de 8 a 10 cm, aproximadamente a metade deste comprimento é proximal (pólipo primário) e a outra metade área distal (região de pólipos secundários). Os pólipos secundários são bilaterais, composto por conjuntos de no mínimo três pólipos posicionados horizontalmente um ao lado do outro, provavelmente mais de três, na sequência vertical (de proximal para distal), aproximadamente duzentos pólipos secundários. Além disso, estes pólipos têm todas as características da Subclasse (Hahn et al., 1982).

Diagnose emendada – Espécie de *Corumbella* com expansão de até 5 mm de diâmetro; dotada de anelações transversais estreitamente espaçadas em cada uma das quatro faces (aproximadamente 40-45/cm), bem definidas; as anelações se encontram e são ligeiramente deslocadas da linha mediana de cada face (Babcok et al. 2005).

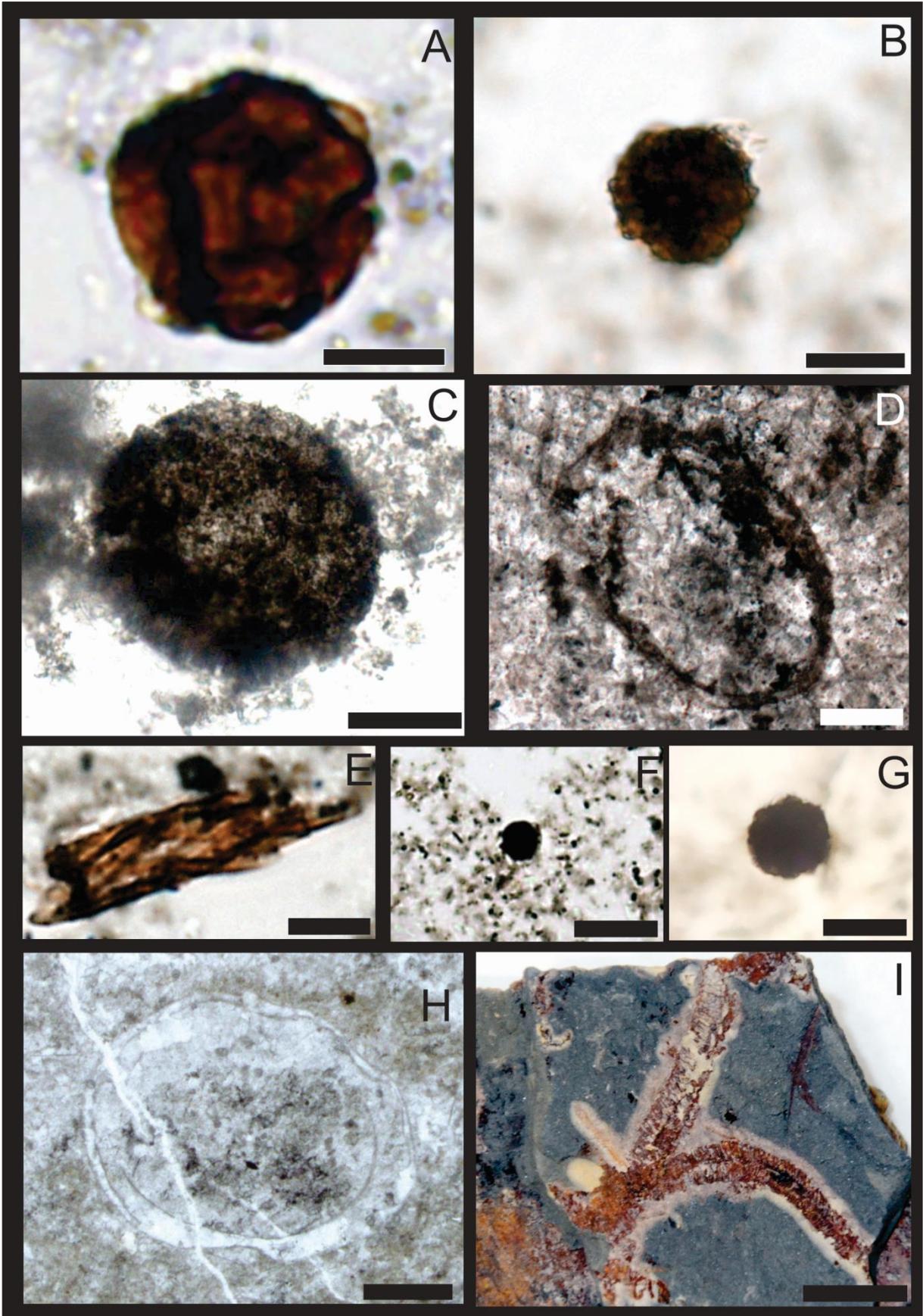
Discussão – de acordo com Pacheco (2012) todas as ocorrências de *Corumbella* apresentam características correspondentes ao Reino Metazoa e Filo Cnidaria. Além disso, esta autora sugeriu a inserção de *Corumbella* na Classe Scyphozoa, baseando-se em características como simetria radial, tetrâmera e a presença de septos nos tubos.

Material ilustrado – CP-738, amostra MP1598, em torno de 0,4 cm de diâmetro e 3,5 cm de comprimento (Fig. 19I).

Ocorrência – Paraguai (Warren et al., 2011, 2013); Estados Unidos da América (Hagadorn & Waggoner, 2000); Brasil, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Porto Sobramil (Hahn et al., 1982), Pedreira Laginha (Zaine & Fairchild, 1987), Eco Parque Cacimba da Saúde (Pacheco, 2012), afloramento da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, amostras MP1598; MP1597; MP1596 e MP1590.

Distribuição geográfica e estratigráfica – No Brasil esta espécie ocorre nas seguintes localidades, todas em Corumbá (MS): Porto Sobramil (Hahn et al., 1982), Pedreira Laginha (Zaine & Fairchild, 1987), Eco Parque Cacimba da Saúde (Pacheco, 2012). Ocorre também no Paraguai (Warren et al., 2011, 2013) e Estados Unidos da América (Hagadorn & Waggoner, 2000). Ediacarano.

Figura 21. Microfósseis recuperados na Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Corumbá, Mato Grosso do Sul. A) *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova 1973) (CP-741; MP1590); B) *Bavlinella faveolata* Vidal, 1976 (CP-741; MP1590); C) *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958 (CP-738; MP1598); D) *Melanocyrrillium?* sp.1 (CP744; MP1612); E) *Rugosopsis?* sp.1 (CP-741; MP1590); F,G) *Myxococcoides* sp.1 (CP-741; MP1590); H) *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) (CP-744; MP1612); I) *Corumbella weneri* Hahn et al., 1982 (CP-738; MP1598). Escala: A, B, F, G = 10 µm; C = 50 µm; D = 100 µm; E = 5 µm; H = 200 µm; I = 1 cm.



6.2. Análise da sucessão fossilífera

A análise de 27 lâminas petrográficas e 39 lâminas palinológicas preparadas a partir de siltitos e calcários da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, permitiu identificar fósseis de parede orgânica e biomineralizados.

As assemblages recuperadas nas lâminas palinológicas apresentam basicamente formas esféricas simples, atribuídas a quatro espécies: *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Bavlinella faveolata* e *Myxococcoides* sp.1. Além destas, há uma forma filamentosa atribuída tentativamente a *Rugosoopsis?* sp.1. Quanto às lâminas petrográficas, observou-se duas espécies: *Melanocyrrillium?* sp.1 e *Cloudina lucianoi*.

Melanocyrrillium? sp.1 corresponde a um microfóssil de parede orgânica em forma de vaso, sendo que em um dos espécimes, observou-se uma parede aparentemente carbonática contornando a parede orgânica mais interna. *Cloudina lucianoi* ocorre em cortes perpendiculares, oblíquos e transversais ao exoesqueleto carbonático, geralmente preenchida por sedimentos argilosos, e muitas vezes fragmentada. Alguns espécimes de *Corumbella weneri* também ocorrem em toda a porção basal do afloramento, observadas em amostras de mão.

Dos 27 níveis analisados, apenas sete tem ocorrências fossilíferas. Da base para o topo, no nível MP1598 ocorrem três espécies: *L. crassa*, *L. tenuissima* e *Corumbella weneri*. No nível MP1597 ocorrem três espécies *L. crassa*, *Myxococcoides* sp.1 e *Corumbella weneri*. No nível MP1596 ocorrem cinco espécies *L. crassa*, *L. tenuissima*, *Myxococcoides* sp.1, *Rugosoopsis?* sp.1 e *Corumbella weneri*. No nível MP1590 ocorrem cinco espécies *L. crassa*, *L. tenuissima*, *Myxococcoides* sp.1, *Bavlinella faveolata* e *Corumbella weneri*. Nas amostras MP1601 e MP1607, apenas *Cloudina lucianoi* foi observada. Na amostra MP1612 ocorrem duas espécies *Melanocyrrillium?* sp.1 e *Cloudina lucianoi* (Tab. 1).

Destes sete níveis, os dois mais basais, MP1598 a 30 cm da base e MP1597 a 60 cm, ambos na primeira camada de siltito, apresentaram três espécies diferentes cada. Vale salientar que este nível corresponde à ocorrência basal, ou seja, à primeira ocorrência da distribuição estratigráfica das duas espécies com maior ocorrência ao longo do afloramento: *Leiosphaeridia crassa* e *Corumbella weneri*. Ainda na primeira camada de siltito, a amostra MP1596 a 1,05 m da base apresentou cinco espécies. Na segunda camada de siltito, na amostra MP1590 a 2,3 m ocorrem cinco espécies, as quais tem nesta amostra o topo de sua distribuição estratigráfica. Acima deste nível, amostra MP1601, que está a 2,8 m, é marcado

pelo desaparecimento de *Leiosphaeridia crassa*, *Myxococcoides* sp.1, *Bavlinella faveolata*, *Rugosoopsis?* sp. 1 e *Corumbella weneri*, e pela primeira ocorrência de *Cloudina lucianoi*, que também ocorre na amostra MP1607 a 5,3 m da base . Na porção superior do afloramento, na amostra MP1612 a 12,9 m, além de *Cloudina lucianoi*, há a única ocorrência de *Melanocyrrillium?* sp.1 (Tab. 1). Sendo assim, pode-se constatar que a sucessão fossilífera neste afloramento mostra uma assemblagem basal caracterizada pela ocorrência de *Leiosphaeridia crassa* e *Corumbella weneri* e uma assemblagem média e superior caracterizada pela ocorrência de *Cloudina lucianoi* e ocorrência única de *Melanocyrrillium?* sp.1.

Tabela 1. Ocorrência das espécies no afloramento da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil.

Amostras / Espécies	MP1598 CP-738 30 cm	MP1597 CP-739 60 cm	MP1596 CP-740 1,05 m	MP1590 CP-741 2,3 m	MP1601 CP-742 2,8 m	MP1607 CP-743 5,3 m	MP1612 CP-744 12,9 m
<i>Bavlinella faveolata</i>				-----			
<i>Cloudina lucianoi</i>					-----	-----	-----
<i>Corumbella weneri</i>	-----	-----	-----	-----			
<i>Leiosphaeridia crassa</i>	-----	-----	-----	-----			
<i>Leiosphaeridia tenuissima</i>	-----		-----	-----			
<i>Melanocyrrillium?</i> sp.1							-----
<i>Myxococcoides</i> sp. 1		-----	-----	-----			
<i>Rugosoopsis?</i> sp.1			-----				

6.3. Ensaio de zoneamento

A partir das ocorrências fossilíferas observadas no afloramento aqui estudado, é possível delimitar um zoneamento bioestratigráfico preliminar. Por se tratar de um estudo baseado em um afloramento, optou-se pela denominação “ensaio de zoneamento”. Este ensaio tem o propósito de ilustrar o padrão da assemblagem fossilífera no Eco Parque Cacimba da Saúde, e assim facilitar sua compreensão e fornecer uma ferramenta para futuras correlações. Sendo assim, foi possível reconhecer preliminarmente um intervalo bioestratigráfico que tem sua base marcada pelo surgimento de *Corumbella weneri* e o topo marcado pelo desaparecimento de *Cloudina lucianoi*. Além dessas espécies, este intervalo é composto por *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Bavlinella faveolata*, *Myxococcoides* sp.1., *Rugosoopsis?* sp.1. e *Melanocyrrillium?* sp.1. Esta sucessão pode ser reconhecida no afloramento da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, entre 0 m e 13 m. Na porção basal deste intervalo é possível delimitar a importância da amplitude local *Corumbella weneri*, pois o nível MP1598 (0,30 m) corresponde à ocorrência basal desta espécie enquanto que o nível MP1590 (2,3 m) marca a última ocorrência desta espécie (Fig. 23).

6.4. Maturação térmica

A partir da análise de 27 lâminas palinológicas, observou-se que tanto os palinómorfs quanto a matéria orgânica amorfa ocasionalmente apresentavam lâminas coloração extremamente escura, dificultando sua identificação. Sendo assim, para entender o que poderia ter resultado no escurecimento da matéria orgânica, realizou-se o estudo da cor dos palinómorfs e da matéria orgânica amorfa através do índice de alteração térmica (IAT). Este índice apresenta cinco graus de cor, que varia do amarelo ao preto (Fig. 8). No afloramento aqui estudado, os palinómorfs e a matéria orgânica amorfa apresentaram IAT entre três e quatro (Fig. 22). Esses valores indicam um elevado grau de maturação térmica da matéria orgânica. Diversas amostras apresentaram palinómorfs completamente opacos, o que impossibilitou a classificação taxonômica destes palinómorfs. A presença destes palinómorfs opacos elevou o índice IAT ao valor quatro, pois conforme comentado por Staplin (1982), para se classificar como cinco é necessário observar estruturas metamórficas nas lâminas petrográficas, o que não foi observado nas amostras aqui estudadas.

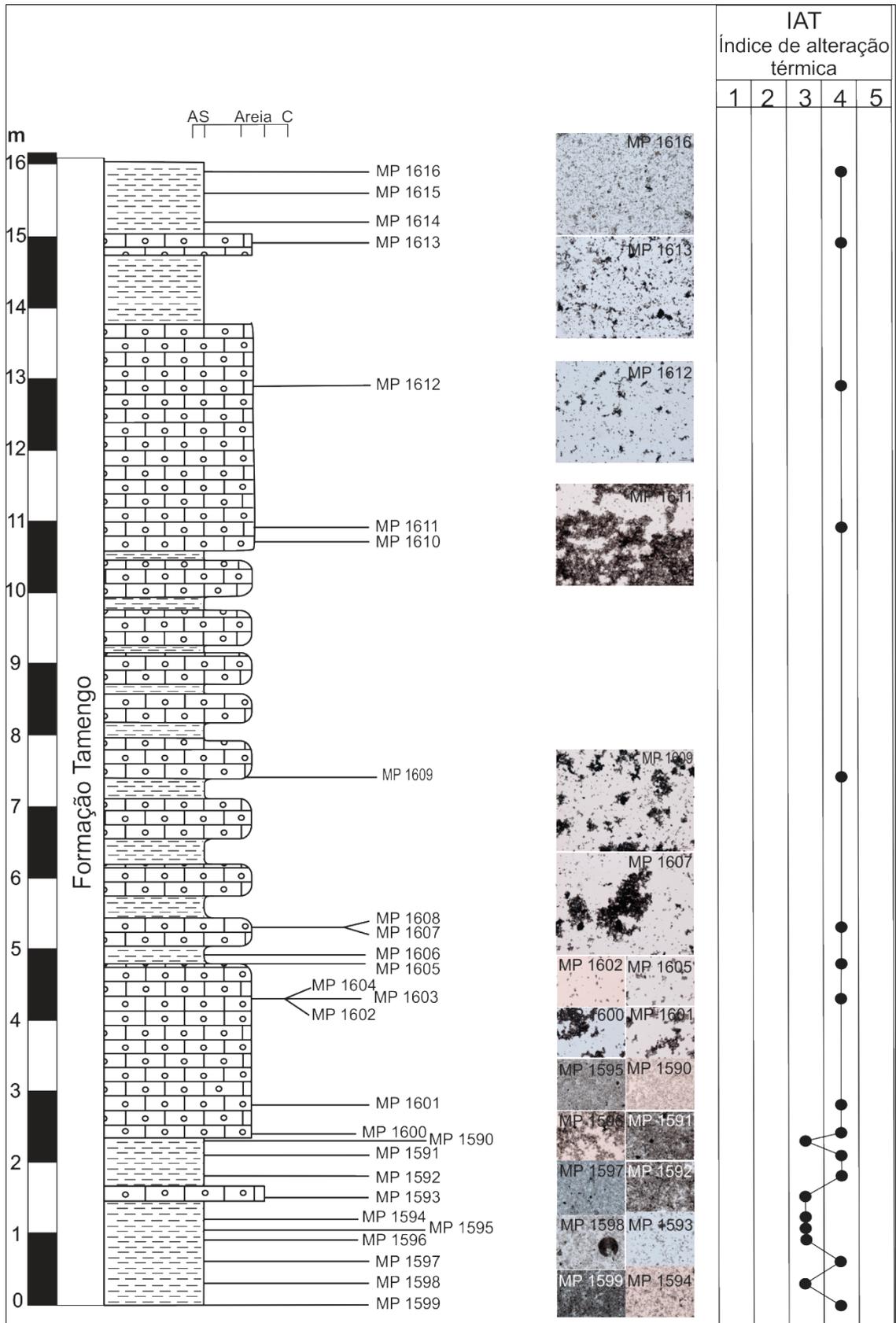


Figura 22. Índice de alteração térmica (IAT) da matéria orgânica da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Mato Grosso do Sul.

Sobre a variação dos valores de IAT, Staplin (1969) alertou sobre a subjetividade deste método, pois variações na espessura da parede da matéria orgânica analisada podem resultar em valores diferentes, mesmo quando a matéria orgânica foi submetida à mesma temperatura. No entanto, se utilizado de maneira objetiva, o método IAT pode ser uma interessante ferramenta na interpretação da evolução termal da bacia, pois se trata de um método fácil e rápido. Para minimizar a possibilidade de erros, Staplin (1982) recomendou padronizar a intensidade da iluminação e os filtros utilizados no microscópio, observar o mesmo tipo de matéria orgânica, e ainda combinar este método com outros tipos de análise.

Perrodon (1983) propôs um modelo que relaciona os estágios de evolução de uma bacia com diversos parâmetros, entre eles IAT, relacionando este índice com o tipo hidrocarboneto de acordo com o estágio de maturação. De acordo com os parâmetros estabelecidos pelo autor, as amostras da Formação Tamengo aqui estudadas estariam no estágio de catagênese, ainda na janela de geração de óleo e gás.

Conforme o proposto por Staplin (1982), os valores de IAT entre três e quatro posicionariam as amostras aqui estudadas na fácies de anquimetamorfismo, o que é mais condizente com os dados geológicos. Nessa fácies, a temperatura da bacia teria alcançado em torno de 200°C e o hidrocarboneto, se gerado, seria composto apenas por gás.

Gaucher et al. (2003) sugeriram que o alto grau de maturação dos palinomorfos da Formação Tamengo deve-se a um processo de carbonificação resultante de um evento termal no Grupo Corumbá relacionados a intrusão de diques basálticos anorogênicos ou metamorfismo de contato, que também teria participação na baixa riqueza e abundância, já que, devido ao aumento da temperatura, alguns palinomorfos tornam-se opacos, o que impossibilita sua classificação taxonômica, reduzindo a diversidade real existente na rocha.

7. DISCUSSÃO

A idade da Formação Tamengo tem sido estimada como Ediacarano. Três modalidades de dados corroboram para tal estimativa: os de natureza estratigráfica, as geocronológicas e bioestratigráficas, baseados principalmente na presença do diamictito glaciogênico da Formação Puga abaixo dos carbonatos, e na ocorrência de *Cloudina lucianoi* na Formação Tamengo (Boggiani et al., 2010). Adicionalmente, a datação radiométrica obtida através de tufos vulcânicos intercalados com calcários da Formação Tamengo corrobora a datação relativa (Babinski et al., 2006). No entanto, as datações radiométricas apresentaram resultados inconclusivos devido a grande variação nas idades obtidas em cristais de zircão, que apresentaram idades entre 1,9 Ga e 545 ± 6 Ma.

As ocorrências de *Cloudina lucianoi* e de *Corumbella weneri* têm sido consideradas como do Ediacarano e, portanto, estas espécies podem ser consideradas fósseis-guias deste intervalo. Assim sendo, a assemblagem basal no afloramento ora em estudo, apesar de marcada pela ocorrência de espécies com ampla distribuição estratigráfica, tais como *Leiosphaeridia crassa* e *Leiosphaeridia tenuissima*, teria a idade balizada pela ocorrência de espécies consideradas fósseis-guias do Ediacarano.

Gaucher et al. (2003) apresentaram uma distribuição estratigráfica de diversas espécies de microfósseis a partir de uma seção composta para parte do Grupo Corumbá, desde o topo da Formação Cerradinho até a base da Formação Guaicurus, onde é possível distinguir cinco horizontes fossilíferos. O mais basal é marcado pela ocorrência simultânea de quatro espécies, entre elas *Bavlinella faveolata*, *Soldadophicus bosii*, *Vendotaenia antiqua* e *Myxococcoides* sp. O final deste horizonte bioestratigráfico coincide com o final da Formação Cerradinho e com o desaparecimento local destas quatro espécies.

O segundo horizonte coincide com a base da Formação Bocaina. Possui base marcada pelo desaparecimento local, ou *ocorrência superior*, de *Bavlinella faveolata*, *Soldadophicus bosii*, *Myxococcoides* sp e possivelmente *Vendotaenia antiqua*. Esta última volta a ocorrer associado à única ocorrência de *Titanotheca coimbrae*. Este horizonte possui porção intermediária estéril. Seu topo é marcado pela ocorrência esparsa de *Bavlinella faveolata*. Corresponde à porção média da Formação Tamengo (Gaucher et al., 2003).

O terceiro horizonte tem a base marcada pela ocorrência contínua de *Bavlinella faveolata*. Neste horizonte, também a partir da base ocorrem *Myxococcoides* sp., *Soldadophicus bosii*, *Vendotaenia antiqua*, bem como pelo surgimento de *Cloudina lucianoi*.

O topo é marcado pelo desaparecimento de todas estas espécies, exceto *Cloudina lucianoi*. O quarto horizonte é marcado pela ocorrência restrita a *Cloudina lucianoi*. O topo deste quarto horizonte coincide com o desaparecimento, possivelmente extinção de *Cloudina lucianoi* e que coincide com o topo da Formação Tamengo (Gaucher et al., 2003).

O quinto e último horizonte possui a base marcada pelo desaparecimento de *Cloudina lucianoi*, depois do qual segue a Formação Guaicurus. Este horizonte é marcado pelo surgimento de quatro espécies: *Siphonophycus robustum*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Eoholynia corumbensis* e *Tawuia* sp., além da recorrência de *Soldadophicus bosii* (Gaucher et al., 2003).

Assim sendo, notam-se algumas diferenças entre a distribuição estratigráfica proposta por Gaucher et al. (2003) e aquela a partir do afloramento no Eco Parque Cacimba apresentada neste trabalho (Fig. 23).

A semelhança entre ambos os estudos está na ocorrência comum de três espécies, entre elas, *Bavlinella faveolata*, *Cloudina lucianoi* e *Leiosphaeridia tenuissima*.

Já a diferença entre os trabalhos está que, da base para o topo da Formação Tamengo, a primeira espécie a ocorrer é *Bavlinella faveolata*, seguida pelo surgimento de *Cloudina lucianoi*. Ainda na Formação Tamengo, nota-se que *Bavlinella faveolata* desaparece na porção superior, mas antes topo da Formação Tamengo. Por outro lado, *Cloudina lucianoi* tem ocorrência contínua até o topo da Formação Tamengo, marcando uma notável coincidência entre o topo da distribuição estratigráfica da espécie e o topo da formação. *Leiosphaeridia tenuissima* tem ocorrência restrita à Formação Guaicurus.

No presente trabalho, *Leiosphaeridia tenuissima* aparece na base do afloramento da Formação Tamengo no citado Eco Parque, e apenas no nível de ocorrência mais superior da porção basal do afloramento ocorre em conjunto com *Bavlinella faveolata*. Vale salientar que esta ocorrência conjunta das duas espécies é restrita a este nível superior. Já *Cloudina lucianoi* ocorre no topo da porção basal e na porção superior do afloramento, acima das últimas ocorrências de *Leiosphaeridia tenuissima* e de *Bavlinella faveolata*. Além disso, a última ocorrência de *Cloudina lucianoi* está abaixo do topo da Formação Tamengo.

Sendo assim, percebem-se diferentes distribuições estratigráficas destas três espécies acima citadas para a mesma formação. Para Gaucher et al. (2003) *Cloudina lucianoi* ocorre até o topo da Formação Tamengo. No eco parque ocorre na porção média e superior, mas antes do topo da Formação Tamengo. Esta diferença pode indicar que o afloramento estudado

no Eco Parque não corresponde ao topo da Formação Tamengo, assunto que remete para um futuro detalhamento naquela localidade.

As ocorrências de *Bavlinella faveolata* na Formação Tamengo estão restritas a porção média superior, neste último intervalo em conjunto com *Cloudina lucianoi* (Gaucher et al., op cit.). No Eco Parque, esta espécie ocorre na porção basal do afloramento, em um único nível, em conjunto com *Leiosphaeridia tenuissima*, abaixo da ocorrência de *Cloudina lucianoi*. Essa ocorrência conjunta de *Leiosphaeridia tenuissima* e *Bavlinella faveolata* abaixo de *Cloudina lucianoi* parece indicar que a distribuição paleogeográfica de *Leiosphaeridia tenuissima* deve ser ampliada para abranger a Formação Tamengo.

Quanto aos valores obtidos no índice IAT, observou-se que os valores variam entre três e quatro, mas que os valores mais altos ocorrem justamente na porção superior do afloramento. Este fato pode indicar duas possibilidades: (I) a fonte de calor que elevou a temperatura da rocha e aumentou o grau de maturidade da matéria orgânica veio de cima para baixo; (II) a diferença entre os valores de IAT são decorrentes de processos tafonômicos, já que apenas na porção basal do afloramento, onde ocorrem os menores índices de IAT, há palinomorfos preservados, enquanto que na porção superior há apenas matéria orgânica amorfa.

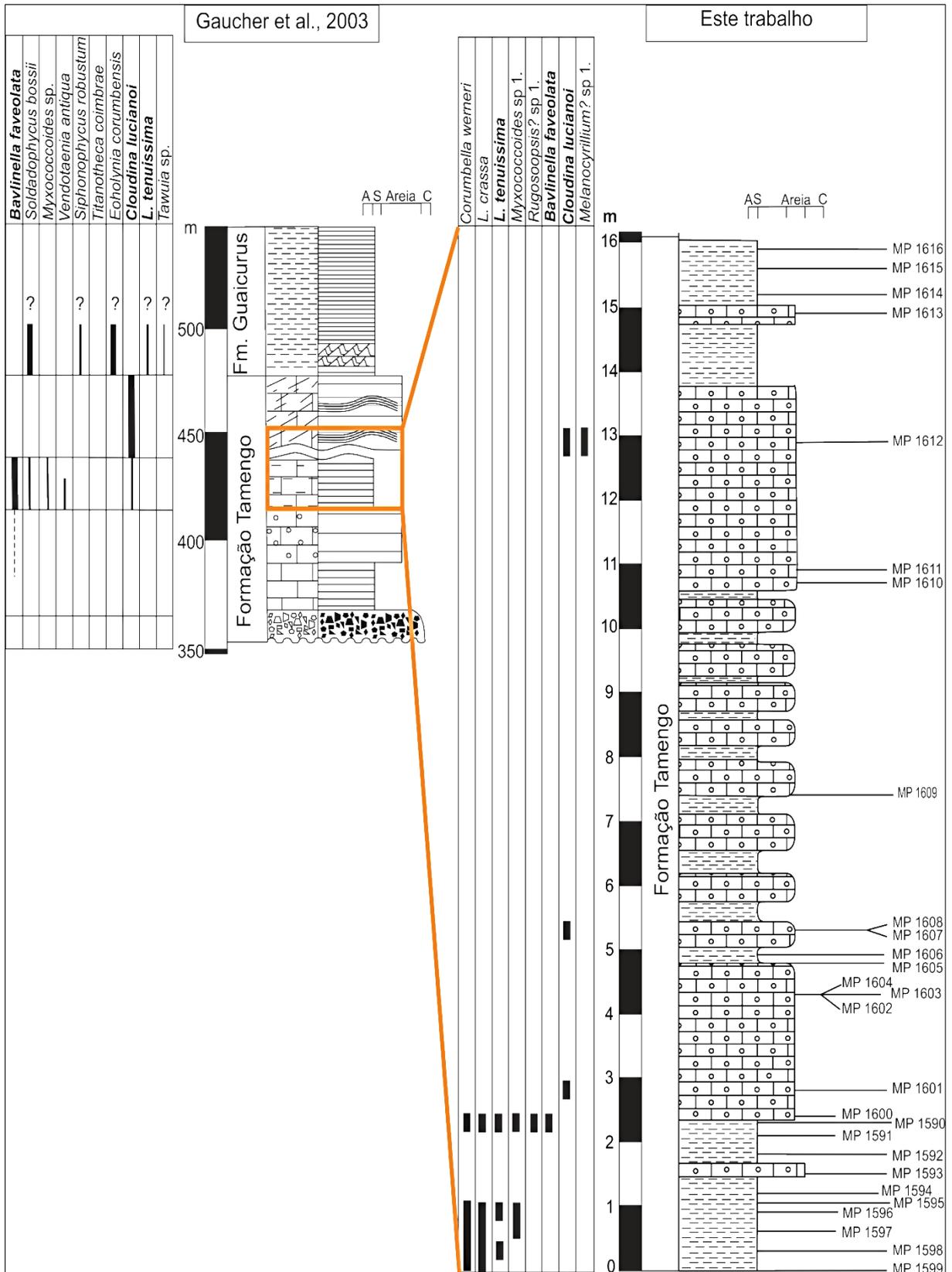


Figura 23. Comparação entre a distribuição estratigráfica da Formação Tamengo obtidas por Gaucher et al. (2003) e no Eco Parque Cacimba da Saúde, Município de Corumbá, Mato Grosso do Sul. As espécies em negrito foram observadas nos dois trabalhos, a caixa laranja delimita o possível intervalo correspondente da Formação Tamengo no Eco Parque Cacimba da Saúde.

8. CONCLUSÕES

O estudo paleontológico da Formação Tamengo identificou oito espécies: *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Myxococcooides* sp.1, *Bavlinella faveolata*; *Rugosoopsis?* sp.1; *Melanocyrrillium?* sp.1; *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*.

A análise da distribuição estratigráfica indicou que a porção com a maior recuperação fossilífera se encontra na porção basal do afloramento, nos primeiros 2,5 m de siltito laminado e calcário, onde ocorrem cinco de sete amostras fossilíferas (MP1598, MP1597, MP1596, MP1590 e MP1601). Esta distribuição estratigráfica permitiu o reconhecimento de um intervalo bioestratigráfico caracterizado na base pelo aparecimento de *Corumbella weneri* e o topo pelo desaparecimento de *Cloudina lucianoi*.

A predominância de palinomorfos esferomórficos se assemelha a assemblagem atribuída a “*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*” ou ELP, descrita para bacias pós-glaciação Marinoana na Austrália. No entanto, a presença de metazoários associados a estes palinomorfos não foi descrita pela ELP, pois sua seção-tipo na Austrália precede o aparecimento de metazoários. Por este motivo, não é possível associar a assemblagem da Formação Tamengo a esta biozona.

A análise da evolução térmica da matéria orgânica através do índice IAT indica que as rochas aqui estudadas alcançaram temperaturas em torno de 200°C, que corresponde ao anquimetamorfismo. Além disso, a elevada evolução térmica resultou no escurecimento da matéria orgânica, impedindo a identificação de espécimes opacos. Sendo assim, é possível que a Formação Tamengo apresente maior diversidade fossilífera do que a apresentada aqui. No entanto, para que esta possibilidade seja verificada, são necessárias novas análises, que não as convencionais, sejam empregadas.

Além disso, para uma análise acurada do significado da baixa diversidade recuperada neste trabalho seria necessário o estudo comparativo da assemblagem fossilífera aqui descrita com assemblages presentes em outras fácies da Formação Tamengo. Aliado a isso, o estudo das formações sobrejacente e subjacente à Formação Tamengo permitiria uma abordagem estratigráfica mais ampla, uma vez que o conhecimento das assemblages presentes no Grupo Corumbá como um todo, não apenas da Formação Tamengo, é fundamental para o avanço do conhecimento bioestratigráfico, a ser investigado em pesquisas futuras.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, P. A., & Hoffman, P. F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433(7022): 123-127.
- Allman, G. J. 1874. On the structure and systematic position of *Stephanoscyphus mirabilis*, the type of a new order of Hydrozoa. *Trans. Linn. Soc. Lond.* 2:1-66.
- Almeida, F.F.M. 1958. Ocorrência de *Collenia* em dolomitos da Série Corumbá. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 116:1-118.
- Almeida, F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). *Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM*, 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, 265-281.*
- Alvarenga, C. J., Boggiani, P. C., Babinski, M., Dardenne, M. A., Figueiredo, M., Santos, R. V., & Dantas, E. L. 2010. The amazonian palaeocontinent. *In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution. Developments in Precambrian Geology*, 16: 15-28.
- Amthor, J.E.; Grotzinger, J.P.; Schroder, S.; Bowring, S.A.; Ramezani, J.; Martin, M.W.; Matter, A. 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian–Cambrian boundary in Oman. *Geology*, 31: 431–434.
- Andreeva, E.M. 1966. Precambrian assemblages of plant microfossils in the USSR. *In: Pokrovskaya (Ed.). Assemblages of spores, pollen and other plant microfossils characteristic of various stratigraphical subdivisions from the Upper Precambrian to the Holocene in the USST. Vses. Nauchno-Issled. Geol. Inst., Leningrado (VSEGEI)*, 141: 10-17.
- Awramik, S.M. 1991. Archean and Proterozoic Stromatolites. *In: Riding, R. (ed). Calcareous algae and Stromatolites. Springer-Verlag*, 289-304.
- Babcock, L.E.; Grunow, A.M.; Sadowski, G.R.; Leslie, S.A. 2005. *Corumbella*, an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozoic of Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220: 7–18.
- Babinski, M. 2011. Geocronologia das Glaciações Criogenianas do Brasil Central. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

- Babinsky, M.; Kaufmann, A.J. 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil. Short Papers, 1: 321-323.
- Barbosa, O. 1957. Nota sobre a idade da Série Corumbá. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 29(2):249-250.
- Bengtson, S.; Zhao, Y. 1992. Predatorial borings in late Precambrian mineralized exoskeletons. Science, 257(5068):367-369.
- Beurlen, K. & Sommer, F. W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 168, 35pp.
- Bloeser, B. 1975. *Melanocyrrillium*, a New Genus of Structurally Complex Late Proterozoic Microfossils from the Kwagunt Formation (Chuar Group), Grand Canyon, Arizona. Journal of Paleontology, 59 (3): 741-765.
- Boggiani, P.C. 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência – USP, São Paulo, 181 p.
- Boggiani, P.C. 2010. Sedimentação autigênica e mineralizações associadas: Um registro não uniformitarista. Tese de livre docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 137p.
- Boggiani, P.C.; Alvarenga, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 113-121.
- Boggiani, P.C.; Coimbra, A.M. 1998. Significado paleogeográfico da Superfície de Aplainamento Pedra Branca na evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozóico III). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, SBG, p. 45.
- Boggiani, P.C.; Fairchild, T.R.; Coimbra, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). Revista Brasileira de Geociências, 23(3):301-305.
- Boggiani, P.C.; Gaucher, C.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Simon, C.M.; Riccomini, C.; Ferreira, V.P.; Fairchild, T.R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. Precambrian Research, 182:382-401.

- Brasier, M.D.; McLoughlin, N.; Green, O.; Wacey, D. 2006. A fresh look at the fossil evidence for early Archean cellular life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 361(1470):887-902.
- Burne, R.V.; Moore, L.S. 1987. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic communities. *Palaios*, 2:241-254.
- Butterfield, N. J. 1995. Secular distribution of Burgess Shale-type preservation. *Lethaia*, 28:1-13.
- Butterfield, N.J., 2001. Ecology and evolution of Cambrian plankton. In: Zhuravlev, A.Y., Riding, R. (Eds.), *The Ecology of the Cambrian Radiation*. Columbia University Press, New York, pp.200-216.
- Butterfield, N.J.; Knoll, A.H.; Swett, K. 1994. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen. *Fossil Strata*, 34:84p.
- Castelnau, F. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l'Amerique du Sud*, 15 vol., 7 partes, Paris.
- Collins A. (1990) The 1-10 spore colour index (SCI) scale: a universally applicable colour maturation scale, based on graded, picked palynomorphs. *Mededelingen van Rijks Geologischen Dienst*, 45: 39-47.
- Corrêa, J.A.; Correia Filho, F.C.L.; Scislewski, G.; Neto, C.; Cavallon, L.A.; Cerqueira, N.L.S.; Nogueira, V.L. 1979. *Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena*. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Série Geologia Básica, 3: 111p.
- Corsetti, F.A.; Kaufman, A. J. 2003. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 115(8):916-932.
- Corsetti, F.A.; Olcott, A.N.; Bakermans, C. 2006. The Biotic Response to Neoproterozoic Snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232: 114-130.
- Cortijo, I., Martí Mus, M., Jensen, S., Palacios, T. 2010. A new species of *Cloudina* from the terminal Ediacaran of Spain. *Precambrian Research*, 176:1-10.
- Damassa, S.P.; Knoll, A.H. 1986. Micropalaeontology of the late Proterozoic Arcoona Quartzite Member of the Tent Hill Formation, Stuart Shelf, South Australia. *Alcheringa*, 10:417-430.

- Dardenne, M.A.; Campos Neto, M.C. 1975. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 5:99-105.
- Del'Arco, J.O.; Silva, R.H.; Trapanoff, I.; Freire, F.A.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S.; Palmeira, R.C.B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20: Geologia. Projeto Radam Brasil, Rio de Janeiro, 27:25-160.
- Del'Arco, J.O.; Trapanoff, I.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S. 1981. Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE-21 Corumbá. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia*, p. 154-176.
- Do Carmo, D.A.; Denezine, M.; Walde, D.; Vasconcelos, J.; Tobias, T.C.; Sanchez, E.A.M.; Guimarães, E.M.; Vieira, L.C.; Caminha, S.A.S.; Suarez, P.Z. 2014. Taxonomy of *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Mato Grosso do Sul, Brazil. Symposium and field workshop on Ediacaran and Cryogenian Stratigraphy: Abstracts, 1: 15.
- Do Carmo, D.A.; Vasconcelos, J.R.; Tobias, T.C.; Walde, D.; Denezine, M.; Paiva, R.G. Taxonomia e distribuição paleozoogeográfica de *Cloudina* Germs, 1972 no Ediacariano do Gondwana. *Paleontologia em destaque: boletim informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, 1 (1): 116.
- Downie, C., Evitt, W. R., Sarjeant, W. A. S., 1963. Dinoflagellates, hystrichospheres and the classification of the acritarchs. *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 7: 3-16.
- Downie, C., Sarjeant, W. A. S., 1963. On the interpretation and status of some hystrichosphere genera. *Palaeontology*, 6: 88-96.
- Eichwald, E. 1840. Ueber das silurische Schichtensystem in Ehstland: *Med. Akad. Zu St. Petersburg, Zeits. f. Natur- und Heilkunde*, 1(2).
- Eisenack, A. 1958. *Tasmanites* Newton, 1875 and *Leiosphaeridia* n. gen. Als Gattungen der Hystrichosphäeridea. *Paläontographica* A, 110: 1-19.
- Elenkin, A.A. 1949. Monographia algarum cyanophycearum aquidulcium et terrestrium in finibus URSS inventarum, Pars spec, 2(1-2): 1908 p.
- Evans, J. W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geological Society of London*, 50:85-104.
- Evitt, W. R. 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs - I, II. *Proceedings of the Natural Academy of Sciences of the United States of America*, 49: 158-164; 298-302.

- Fairchild, T.R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade “Ediacariana” ou Cambriana inferior para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). *In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Resumos Comentados, Recife, SBG, v. 1 p.181.*
- Fairchild, T.R.; Dardenne, M.A. 1978. First report of well-preserved Precambrian microfossils in Brazil (Paraeopeba Formation, Bambuí Group, near Brasília). *Boletim IG, 9:62-68.*
- Fairchild, T.R.; Sanchez, E.A.M.; Pacheco, M.L.A.F.; Leme, J.M. 2012. Evolution of Precambrian life in the Brazilian geological record. *International Journal fo Astrobiology, 11(4): 309-323.*
- Fairchild, T.R.; Schopf, J.W.; Shen-Miller, J.; Guimarães, E.M.; Edwards, M.D.; Langstein, A.; Li, X.; Pabst, M.; Melo-Filho, L.S. 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research, 80: 125-152.*
- Fairchild, T.R.; Sundaram, D. 1981. Novas evidências palinológicas sobre o Grupo Corumbá, Ladário, Mato Grosso do Sul. I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Resumos: 13.
- Fensome, R.A.; Williams, G.L.; Barss, M.S.; Freeman, J.M.; Hill, J.M. 1990. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions, 25:771p.*
- Fenton, C.L. & Fenton, M.A. 1939. Pre-Cambrian and Paleozoic Algae: *Bul. Geol. Soc. Amer., 50, p. 89-126, New York.*
- Figueiredo, M. F. 2006. Químioestratigrafia das Rochas Ediacarianas do Extremo Norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Figueiredo, N.P. 2010. Produção do espaço e potencialidades do turismo na área urbana da fronteira Brasil-Bolívia. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Mato Grosso do Sul. 96p.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M.; Alvarenga, C.J.S.; Pinho, F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP. Série Científica, 8 (2): 65-75.*
- Fuck, R.A.; Brito Neves, B.B.; Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research, 160(1): 108-126.*
- Fuxing, W. 1981. Sinian microfossils from south-west China. *Nature, 294: 74-76.*

- Gaucher, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26:1-120.
- Gaucher, C.; Boggiani, P. C.; Sprechman, P.; Sial, A. N.; Fairchild, T. R. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): Palaeogeographic, Paleoclimatic and Palaeobiologic Implications. *Precambrian Research*, 120: 241–278.
- Gaucher, C.; Frimmel, H.E.; Germs, G.J.B. 2005. Organic-walled microfossils and biostratigraphy of the upper Port Nolloth Group (Namibia): implications for the latest Neoproterozoic glaciations. *Geological Magazine* 142 (5): 539–559.
- Gaucher, C.; Germs, G.J.B. 2006. Recent advances in South African Neoproterozoic-Early Palaeozoic biostratigraphy: correlation of the Congo Cavez and Gamtoos Groups and acritarchs of the Sardinia Bay Formation, Saldania Belt. *South African Journal of Geology*, 109:193–214.
- Gaucher, C.; Sprechmann, P.; Montaña, J. 1998. New advances in the geology and palaeontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Perez Terrane of Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Monatshefte*, (2): 106-118.
- Gaucher, C.; Sprechmann, P.; Schipilov, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 199: 339-367.
- German, T.N., Mikhajlova, N.S., Yankauskas, T.V., 1989. Sistematičeskoe opisanie mikrofosilij (Systematic description of microfossils). *In*: Yankauskas, T.V. (Ed.), *Mikrofosilii Dokembrija SSSR* (Precambrian microfossils of the USSR). Nauka, Leningrad.
- Germs, G.J.B. 1972. New shelly fossil from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science*, 272:752-761.
- Grey, K. 2005. Ediacaran palynology of Australia. *Memoir 31 of the Association of Australasian Palaeontologists*. Canberra. 439pp.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, 10: 578–596.

- Guimarães, E.M.; Vieira, L.C.; Do Carmo, D.A.; Walde, D.; Blois, C. 2014. Mineral composition of an Ediacaran sequence: Cacimba Escarpment (Tamengo Formation), Corumbá, MS – Brazil. Symposium and field workshop on Ediacaran and Cryogenian Stratigraphy: Abstracts, 1: 23.
- Hagadorn, J. W. & Waggoner, B. 2000. Ediacaran fossils from the Southwestern Great Basin, United States. *Journal of Paleontology*, 74(2): 349-359.
- Hahn, G., Pflug, H. D. 1985. Eight Polypenartige Organismen aus dem Jung-Präkambrium (Nama-Gruppe) von Namibia. *Geologica et Palaeontologica* 19: 1-13.
- Hahn, G.; Hahn, R.; Leonardos, O. H.; Pflug, H. D.; Walde, D.H.G. 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen – Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Palaeontologica*, 16:1-18.
- Halverson, G.P.; Maloof, A.C.; Hoffman, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research* 16: 297–324.
- Hannah, M.J.; Wilson, G.S.; Wrenn, J. 2000. Oligocene and Miocene marine palynomorphs from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica*, 7(4): 503-511.
- Harland, W.B., 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. *Geologische Rundschau* 54, 45-61.
- Harland, W.B., Rudwick, M.J.S. 1964. The great infra-Cambrian ice age. *Scientific American* 211 (2), 28-36.
- Herman, E.K.; Kump, L.R. 2005. Biogeochemistry of microbial mats under Precambrian environmental conditions: a modelling study. *Geobiology*, 3:77-92.
- Herrero, M.J., Martín-Pérez, A., Alonso-Zarza, A.M., Gil-Peña, I., Meléndez, A., Martín-García, R. 2011. Petrography and geochemistry of the magnesites and dolostones of Ediacaran Ibor Group (635 to 542 Ma), Western Spain: Evidences of their hydrothermal origin. *Sedimentary Geology*, 240:71-84.
- Hidalgo, R. L. L. 2007. Vida após as glaciações globais Neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátons do São Francisco e Amazônico. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Hoffman, P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the *Snowball Earth*. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1): 17-33.
- Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P.; Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.

- Hoffman, P.F.; Li, Z.X. 2009. A paleogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277(3-4):158-172.
- Hoffman, P.F.; Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14:129-155.
- Hoffmann, H.J.; Jackson, G.D. 1994. Shale facies microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada. *Paleontological Society Memoir*, 37: 39p.
- Hoffmann, K. H.; Condon, D. J.; Bowring, S. A.; Crowley, J. L. 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, 32(9): 817-820.
- Hofmann, H.J. 1976. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics. *Journal of Paleontology*, 50(6): 1040-1073.
- Hofmann, H.J.; Mountjoy, E.W. 2001. *Namacalathus-Cloudina* assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. *Geology*, 29(12):1091-1094.
- Hua, H.; Chen, Z.; Yuan, X. 2007. The advent of mineralized skeletons in Neoproterozoic Metazoa—new fossil evidence from the Gaojiashan Fauna *Geological Journal*, 42, pp. 263–279
- Hua, H.; Chen, Z.; Yuan, X.; Zhang, L.; Xiao, S. 2005. Skeletogenesis and asexual reproduction in the earliest biomineralizing animal *Cloudina*. *Geology*, 33(4):277-280.
- Hua, H.; Pratt, B.R.; Zhang, L-Y. 2003. Borings in *Cloudina* Shells: Complex predator –prey dynamics in the terminal Neoproterozoic. *Palaios*, 18:454-459.
- Huntley, J.W.; Xiao, S. Kowalewski, M. 2006. 1.3 Billion years of acritarch history: an empirical morphospace approach. *Precambrian Research*, 144: 52-68.
- James, N.P.; Narbonne, G.M.; Kyser, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: mackenzie mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38: 1229– 1262.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Narbonne, G.M. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 94: 6600– 6605.
- Kennedy, M.J.; Christie-Blick, N.; Prave, A.R. 2001. Carbon isotopic composition of Neoproterozoic glacial carbonates as a test of paleoceanographic models for Snowball Earth phenomena. *Geology*, 29(12): 1135-1138.

- Kennedy, M.J.; Runnegar, B.; Prave, A.R.; Hoffmann, K.H.; Arthur, M.A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26:1059–1063.
- Kirschvink, J. L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciations: the Snowball Earth. *In: Schopf, J. W.; Klein, C. (eds). The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study.* New York: Cambridge University Press.
- Knoll, A. H. 1984. Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard. *Journal of Paleontology*, 58(1): 131-162.
- Knoll, A. H. 2003. *Life on a Young Planet – The First Three Billion Years of Evolution on Earth*, Princeton University Press, Princeton / Oxford, 277p.
- Knoll, A. H.; Javaux, E. J.; Hewitt, D.; Cohen, P. 2006. Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 361:1023-1038.
- Knoll, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, 100: 3-20.
- Kolosova, S.P. 1991. Late Precambrian spiny microfossils from the eastern part of the Siberian Platform. *Algologia*, 1: 53–59.
- Li, Z. X.; Bogdanova, S. V.; Collins, A. S.; Davidson, A.; De Waele, B.; Ernst, R. E.; Fitzsimons, I. C. W.; Fuck, R. A.; Gladkochub, D. P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K. E.; Lu, S.; Natapov, L. M.; Pease, V.; Pisarevsky, S. A.; Thrane, K.; Vernikovskiy, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179-210.
- Li, Z.X.; Evans, D.A.D.; Halverson, G.P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary geology*, 294: 219-232.
- Liu, P.; Xiao, S.; Yin, C.; Chen, S.; Zhou, C.; Li, M. 2014. Ediacaran acanthomorphic acritarchs and other microfossils from chert nodules of the upper Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China. *Paleontology Memoir*, 72, 139 p.
- McFadden, K.A.; Xiao, S.; Zhou, C.; Kowalewski, M. 2009. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphic acritarchs in the Ediacaran Doushantuo formation in the Yangtze Gorges area, South China. *Precambrian Research*, 173: 170–190.
- Mendelson, C.V. Acritarchs and Prasinophytes. *In: Lipps, J.H. (ed.). Fossil Prokaryotes and Protists.* Boston: Blackwell Scientific Publications, 1993. p. 77-104.
- Moczyłowska, M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167:71-92.

- Moorman, M., 1974. Microbiota of the late Proterozoic Hector Formation, southwestern Alberta, Canada. *Journal of Paleontology*, 48 (3): 524-539.
- Moraes, L.P.C. 2013. Paleobiologia da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), Ediacarano, Mato Grosso do Sul. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 112 p.
- Naumova, S. N. 1949. Spory nizhnego kembriya (Spores from the lower Cambrian). *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geologicheskaya*, 1949(4): 49-56.
- Nyberg, A.V.; Schopf, J.W. 1984. Microfossils in stromatolitic cherts from the upper Proterozoic Min'yar Formation, southern Ural Mountains, USSR. *Journal of Paleontology*, 58:738-772.
- Oliveira, R.S. 2010. Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Pará. 88 p.
- Pacheco, M. L. A. F. 2012. Reconstituição morfológica e análise sistemática de *Corumbella weneri* Hahn *et al.* 1982 (Formação Tamengo, Ediacarano, Grupo Corumbá), Mato Grosso do Sul, Brasil: implicações paleoecológicas e tafonômicas. Instituto de geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 180 pp.
- Pacheco, M. L. A. F.; Leme, J. M.; Machado, A.F. 2011. Taphonomic analysis and geometric modelling for the reconstitution of the Ediacaran metazoan *Corumbella weneri* Hahn *et al.* 1982 (Tamengo Formation, Corumbá Basin, Brazil). *Journal of Taphonomy*, 9 (4): 269-283.
- Pearson, D.L., 1982. Approaching a pollen/spore color standard. *Palynology* 6, 289 p.
- Peng, Y.; Bao, H.; Yuan, X. 2009. New morphological observations for Paleoproterozoic acritarchs from Chuanlinggou Formation, North China. *Precambrian Research*, 168: 223-232.
- Perrodon, A. 1983. Dynamics of oil and gas accumulations. *Bulletin des centres de recherches exploration-production ELF-Aquitaine. Mem.* 5, 368 p.
- Peters, J.W.; Williams, L.D. 2012. The origin of life: Look up and look down. *Astrobiology*, 12(11): 1087-1092.
- Pjatiletov, V.G. 1988. Yudomskij kompleks mikrofosilij yuzhnoj Yakutii [Yudoma complex microfossils from southern Yakutia]. *Geologiya i Geofizika*, 21: 8-20.

- Porter, S.M.; Knoll, A.H. 2000. Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *Paleobiology*, 26(3):360-385.
- Pykhova, N.G. 1973. Dokembriskie akritarhi Moskovskogo graben I Yuzhnogo. *Obshchestva ispitately prirody otdel geologicheskii novaya*, 48: 91–107.
- Romero, G.R. 2010. Estromatólitos e estruturas associadas na capa carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, Grupo Araras, Faixa Paraguai (Neoproterozoico, MT). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 104 p.
- Sallun Filho, W. 1999. Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozóico), ao sul de Itapeva, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 131 p.
- Sanchez, E. A. M. 2010. Micropaleontologia aplicada na interpretação estratigráfica e paleoclimática da transição entre o Grupo Paranoá e o Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico, Cabeceiras, GO). Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 124p.
- Saylor, B.Z.; Poling, J.M.; Huff, W. 2005. Stratigraphic and chemical correlations of volcanic ash beds in the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Geological Magazine*. 142 (5): 519-538.
- Scheffler, S.M.; Martins, G.R.; Kashimoto, E.M.; Oliveira, A. M. 2010. Revisão sobre a paleontologia no Estado do Mato Grosso do Sul: fósseis e afloramentos descritos. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and humanities research medium*, 1: 65-99.
- Schopf, J. W. 1993. Microfossils of the Early Archean Apex chert: new evidence of the antiquity of life. *Science*, 260(5108): 640-646.
- Schopf, J. W., A. B. Kudryavtsev, A. D. Czaja, And A. B. Tripathi. 2007. Evidence of Archean life: Stromatolites and microfossils. *Precambrian Research*, 158:141–155.
- Schopf, J.W. 1968. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. *Journal of Paleontology*, 42(3): 651-688.
- Schopf, J.W. 1992. Patterns of Proterozoic microfossil diversity: An initial, tentative analysis. *In: Schopf, J.W.; Klein, C., ed., The Proterozoic biosphere – A multidisciplinary study.* Cambridge University Press, p. 529-552.
- Schopf, J.W. 1995. Ritmo e modo da evolução microbiana pré-cambriana. *Estudos Avançados*, 23: 195-216.

- Schopf, J.W. 2006. Fossil evidence of Archean life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 361: 869-885.
- Sergeev, V. N.; Seong-Joo, L. 2004. New data on silicified microfossils from the Satka Formation of the Lower Riphean Stratotype, the Urals. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 12(1): 1-21.
- Sergeev, V.N. 2001. Paleobiology of the Neoproterozoic (Upper Riphean) Shorikha and Burovaya silicified microbiotas, Turukhansk Uplift, Siberia. *Journal of Paleontology*, 75:427-448.
- Sergeev, V.N. 2006. Precambrian microfossils in cherts: Their paleobiology, classification and biostratigraphic usefulness. GEOS, Moscow, 280 p.
- Sergeev, V.N.; Knoll, A.H.; Grotzinger, J.P. 1995. Paleobiology of the Mesoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, northeastern Siberia. *Paleontological Society Memoir*, 39, 37 p.
- Sergeev, V.N.; Knoll, A.H.; Petrov. P.Y. 1997. Paleobiology of the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition: the Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia. *Precambrian Research*, 85(3):201-239.
- Sergeev, V.N.; Schopf, J.W. 2010. Taxonomy, paleoecology and biostratigraphy of the late Neoproterozoic Chichkan microbiota of South Kazakhstan: The marine biosphere on the Eve of metazoan radiation. *Journal Information*, 84(3): 363-401.
- Sergeev, V.N.; Seong-Joo, L. 2006. Real eukaryotes and precipitates first found in the Middle Riphean Stratotype, Southern Urals. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 14(1): 1-18.
- Shepeleva, E. D. 1962. Rastitelnye? ostatki nyeizvestnoi sistematicheskoi prihadlezhnosti iz otlozhenii bavlinskoi serii Volgo-Yuralskoi neftenosnoi provintsii. *Doklady Akademii Nauk, SSSR*, 142: 170-171.
- Shepeleva, E.D. 1963. Spore complexes from deposits of the Bavlien Series in the Volga-Ural region. *Tr. Vses. Nauchn. Issled. Geologorazved. Inst.*, 37: 7-17.
- Shields, G. A. 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis. *Terra Nova*, 17: 299-310.
- Simonetti, C.; Fairchild, T.R. 2000. Proterozoic microfossils from subsurface siliciclastic rocks of the São Francisco Craton, south-central Brazil. *Precambrian Research*, 103:1-29.
- Simpson, G.G. 1944. *Tempo and mode in evolution*. Columbia University, New York.

- Sin, Y.S.; Liu, K.Z. 1973. On Sinian micro-flora in Yenliao region of China and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 1: 1-64.
- Sommer, E. W. Microfósseis do calcário Bambuí, de Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais. *Anais Acad. Brasil. Ciências*, 43(1): 135-139. 1971.
- Sour-Tovar, F.; Hagadorn, J.W.; Huitrón-Rubio, T. 2007. Ediacaran and Cambrian index fossils from Sonora, Mexico. *Paleontology*, 50 (1): 169-175.
- Souza, P.C.; Müller, G. 1984. Primeiras estruturas algais comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. *Revista da Escola de Minas*, 37(2): 13-21.
- Stanier, R. Y., Siström, W. R., Hansen, T. A. et al. (1978). Proposal to place the nomenclature of the cyanobacteria (blue-green algae) under the rules of the International Code of Nomenclature of Bacteria. *International Journal of Systematic Bacteriology*, 28: 335–336.
- Staplin, F. L. 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17(1): 47-66.
- Staplin, F. L. 1982. Determination of thermal alteration index from color of exinite (pollen, spores). *In: How to Assess Maturation and Palaeotemperatures. SEPM Short Course*, 7: 7-11.
- Strother, P. K.; Battison, L.; Brasier, M. D.; Wellman, C. H. 2011. Earth's earliest non-marine eukaryotes. *Nature*, 473(7348): 505-509.
- Subacius, S. M. R. Estudo biogeoquímico e micropaleontológico do sílex negro da Fm. Sete Lagoas, Gr. Bambuí (Proterozóico Superior), São Gabriel, (GO), Brasil. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 1985.
- Tang, Q.; Pang, K.; Xiao, S.; Yuan, Z.; Ou, Z.; Wan, B. 2013. Organic-walled microfossils from the early Neoproterozoic Liulaobei Formation in the Huainan region of North China and their biostratigraphic significance. *Precambrian Research*, 236: 157-181.
- Teixeira, L.A.; Petri, S. 2001. Estratigrafia e correlações da bacia de Pouso Alegre, transição Neoproterozoico-Cambriano, Minas Gerais, Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, 22 (1/2): 5-26.
- Thuret, G. 1875. Essai de classification des Nostochinés. *Annales des Sciences Naturelles Botanique*, 6(1):372.
- Timofeev, B. V. 1966. Micropaleophytological Research into ancient strata. *Nauka*, Leningrad, 147 p. (English translation 1974, British Library-Landing Div., London, 214 p.)

- Timofeev, B. V.; Hermann, T. N. 1979. The Precambrian microbiota of the Lakhanda Formation, p. 137–147. *In*: Sokolov, B. S. (ed.), *Paleontology of Precambrian and Early Cambrian*. Nauka, Leningrad, 304 p.
- Timofeev, B.V.; Hermann, T.N.; Mikhailova, N.S. 1976. Mikrofossilii dokembriya, kembriya i ordovika (Microfossils of the Precambrian, Cambrian and Ordovician), Leningrado: Nauka.
- Tiwari, M.; Pant, C. C. 2004. Organic-walled microfossils from the Neoproterozoic black phosphatic stringers in the Gangolihat Dolomite, Lesser Himalaya, India. *Current Science*, 87(12): 1733-1738.
- Traverse, A. 1988. *Paleopalynology*. 1^o Edition, London, Unwin Hyman. 600pp.
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S. de, Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 587–597.
- Turner, R. E. 1984. Acritachs from the type area of Ordovician Caradoc Series, Shropshire, England. *Palaeontographica Abteilung B*, 190: 87-157.
- Valentine, J.W.; Moores, E.M. 1970. Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: a model. *Nature*, 228:657-659.
- Vidal, G., 1976. Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata*, 9: 1-57.
- Vidal, G.; Nystuen, J.P. 1990. Micropaleontology, depositional environment and biostratigraphy of the upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway. *American Journal of Science*, 290-A: 261-294.
- Waggoner, B. 2003. The Ediacaran biotas in space and time. *Integrative and Comparative Biology*, 43:104-113.
- Walter, M.R. 1976. *Stromatolites*. Elsevier Science Publ. Co., Amsterdam, 790 p.
- Walter, M.R.; Veevers, J.J.; Calver, C.R.; Gorjan, P.; Hill, A.C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, 100:371-433.
- Warren, L. V. ; Simoes, 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*, 41: 507-510.

- Warren, L. V.; Fairchild, T. R.; Gaucher, C.; Boggiani, P. C.; Poiré, D. G.; Anelli, L. E.; Inchausti, J. C. G. 2011. *Corumbella* and in situ *Cloudina* in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. *Terra Nova*, 23: 382-389.
- Warren, L.V.; Pacheco, M.L.A.F.; Fairchild, T.R.; Simões, M.G.; Riccomini, C.; Boggiani, P.C.; Cáceres, A.A. 2012. The dawn of animal skeletogenesis: ultrastructural analysis of the Ediacaran metazoan *Corumbella wernerii*. *Geology*, 40 (8): 691-694.
- Warren, L.V.; Quaglio, F.; Riccomini, C.; Simões, M.G.; Poiré, D.G.; Strikis, N.M.; Anelli, L.E.; Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* (no prelo).
- Woese, C.R.; Fox, G.E. 1977. The concept of cellular evolution. *Journal of Molecular Evolution*, 10:1-6.
- Wright, R.P.; Meyers, W.C. 1981. Organic-walled microplankton in the subsurface Ordovician of Northeastern Kansas. Kansas geological survey. *Subsurface geology series* 4: 53 pp.
- Xiao, S.; Laflamme, M. 2008. On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. *Trends in Ecology and Evolution*, 24(1):31-40.
- Yankauskas, T.V., Mikhailova, N.S., German, T.N. (Eds). 1989. *Mikrofossilii dokembriya SSSR (Precambrian Microfossils of the USSR)*, Leningrad: Nauka, 191 p.
- Zaine, M. F. & Fairchild, T. R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. *In: X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro. Anais. p. 797-807.
- Zaine, M.F. & Fairchild, T.R., 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoii* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 57: 130.
- Zaine, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 215p.
- Zang, W-L; Walter, M.R., 1992. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China. *Precambrian Research*, 57: 243-323.

- Zhang, L.; Li, Y.; Dong, J.; Ding, L.F. 1992. The Study of the Late Sinian–Early Cambrian Biotas from the Northern Margin of Yangtze Platform [in Chinese]. Scientific and Technical Documents Publishing House, Beijing. 135 pp.
- Zhang, Y.; Yin, L.; Xiao, S.; Knoll, A. H. 1998. Permineralized fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, south China. *Memoir (The Paleontological Society)*, 1-52.
- Zhuravlev, A.Y., Liñán, E., Vintaned, J.A.G., Debrenne, F., Fedorov, A.B. 2012. New Finds of Skeletal Fossils in the Terminal Neoproterozoic of the Siberian Platform and Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57(1):205-224.