UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTAÇÃO AUTIGÊNICA NEOPROTEROZÓICA E MINERALIZAÇÕES
ASSOCIADAS– UM REGISTRO NÃO UNIFORMITARISTA

Paulo César Boggiani

Tese apresentada ao Concurso de Livre
Docência junto ao Departamento de Geologia
Sedimentar e Ambiental do Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo, na
Área de Conhecimento de Geologia Sedimentar.

SÃO PAULO

2010

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

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

Boggiani, Paulo César

Sedimentação Autigênica Neoproterozóica e Mineralizações Associadas – Um registro Não Uniformitarista / Paulo César Boggiani – São Paulo, 2010.

Xiv, 136 p. :il

Tese de Livre Docência: IGC/USP-

1. Geologia Sedimentar 2. Neoproterozóico I. Título

Às minhas filhas Helena e Camila

Agradecimentos

Até a finalização da presente tese, contou-se com o apoio, discussão, trabalho e idéias de muitas pessoas, às quais desejo expressar meus agradecimentos.

O trabalho desenvolvido em Mato Grosso do Sul, décadas atrás, não teria iniciado sem o aceite, para orientação de projeto de mestrado, por parte de Thomas Rich Fairchild, com o qual tenho a satisfação de continuar trabalhando. A ele agradeço não só como orientador, já que assim o foi desde minha graduação, através de projeto de iniciação científica, quando essa prática era pouco comum ainda no Instituto, mas também pelo apoio, amizade e exemplo de pessoa.

Outro professor que aproveito para agradecer é o Benjamim Bley de Brito Neves, com quem pude também discutir aspectos presentes nesta tese, mas não tivemos ainda a oportunidade de estarmos lá, no campo em Mato Grosso do Sul, o que pretendo para breve.

Outra pessoa fundamental para esse trabalho foi o Prof. Alcides Nóbrega Sial, da UFPE, que sempre esteve à disposição, com seu Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), para fornecer pronta e rapidamente as análises de isótopos de C e O. A ele devo não apenas a presente tese, assim como a de doutorado, numa época que não era fácil a obtenção dessas análises.

Devo meus agradecimentos ao Cláudio Gaucher (Facultad de Ciencias, Instituto de Geología y Paleontología – Uruguai), não somente pela amizade e apoio, mas fundamentalmente por ter me proporcionado participar do IGCP-478 “Neoproterozoic to Early Palaeozoic Paleogeographic, Palaeoclimatic, Palaeobiologic and Tectonomagmatic events within the Framework of SW-Gondwana”, do qual foi coordenador, quando tive a oportunidade de conhecer as sucessões neoproterozóicas da África do Sul e Namíbia.

Agradeço ao Ginaldo Ademar da Cruz Campanha, que passei a ter mais contato apenas nos últimos anos, pelo trabalho conjunto ao longo da Faixa Paraguai e ao Paulo César Fonseca Giannini, já antigo amigo, pelo apoio e cuidadosa revisão do texto.

Agradeço aos funcionários e demais docentes do Instituto de Geociências da USP por todo apoio que sempre recebi como aluno e agora como professor. Prefiro não relacionar nomes, já que teria que listar todos, e a todos sou muito agradecido, não apenas pelo sempre prestativo trabalho e ajuda, mas principalmente pela amizade, cordialidade e atenção que recebi nesses últimos 31 anos.

Sou agradecido aos órgãos financiadores de pesquisa dos quais obtive apoio financeiro para a presente pesquisa: FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Pró-reitoria de Pesquisa da USP e também pelas bolsas de iniciação científica e de pós-graduação dos alunos envolvidos, assim como pela bolsa de produtividade em pesquisa do CNPq que venho recebendo nos últimos anos.

Grande parte do trabalho apresentado resulta de projetos de iniciação científica, trabalhos de formatura e de pós-graduação de Bernardo T. Freitas, Thiago Piacentini, Gabriella T. Fontaneta, Cynthia Simon, Viviane Shimizu e Lucas V. Warren aos quais expresso meus agradecimentos.

Devo meus agradecimentos também às empresas de mineração que permitiram o acesso às áreas de lavras e, em especial, às pessoas que além de me receberem de forma prestativa deram grande apoio, como o Mauro Carvalho da Mina Laginha (Cimento Itaú) ao Kazuto Horii da Mineração Horii, ao geólogo João Möller, cujo conhecimento da geologia da área contribuiu muito com esse trabalho, à geóloga Alini Mancio, da Empresa Vale e aos amigos José Tomaz Pontara Jr (Vale) e Rosangela Pontara (UFMS).

Antes de finalizar, desejo agradecer à minha esposa Ana Lúcia pelo apoio e ajuda nas discussões do presente trabalho e, por fim, agradecer, em memória, ao Armando Márcio Coimbra que, infelizmente, nos deixou precocemente, ao qual só não dedico a presente tese porque me lembro dele sempre ressaltar a importância de dedicar a tese aos filhos, e assim o fiz.

BOGGIANI, P.C. 2010. Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralizações associadas– um registro não uniformitarista. Tese de Livre Docência apresentada ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 136 p.

Resumo

É discutido, na presente tese de livre docência, um modelo não uniformitarista para a sedimentação neoproterozóica, tendo como exemplo unidades da Faixa Paraguai Meridional e cobertura cratônica adjacente, caracterizada por depósitos anômalos de formações ferríferas, ocorrência de capas carbonáticas, presença de espessas e contínuas camadas de dolomitos, interpretados como primários (organogênicos) e associados a fosforitos, e calcários com registros de isótopos de C caracterizados por incursões de valores negativos e positivos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variando de -5 a $+5$ ‰). O modelo evolutivo proposto estaria associado à evolução de bacias do tipo rifte sujeitas a intensos processos de surgências marinhas. Essas surgências marinhas seriam responsáveis pelo aporte episódico de nutrientes e ferro dissolvido, os quais poderiam ser intensificados devido à restrição da faixa oceânica ao longo do Equador (modelo *Slushball Earth*) e não necessariamente a eventos de glaciação total do globo terrestre (modelo *Snowball Earth*). Na porção sul da Faixa Paraguai, as evidências de sedimentação glacial não são tão evidentes, ao contrário do que se observa nas exposições da Formação Puga ao Norte, onde os diamictitos foram originalmente definidos como Grupo Jangada. O resultado da conjunção de fatores geotectônicos e, principalmente, bióticos, com intensa proliferação microbiana e formação e preservação de extensas áreas com esteiras microbianas, devido à inexistência de organismos causadores de bioturbação, teria influenciado nos ciclos geoquímicos associados à sedimentação o que explicaria o padrão de sedimentação anômalo e sem análogos modernos, que é uma característica marcante dos grupos Corumbá e Jacadigo. Essa situação sistêmica poderia ter sido uma das causas para o surgimento dos metazoários, ao final do Ediacarano, atestada pela abundante ocorrência de *Cloudina* e *Corumbella* (Formação Tamengo), e posterior irradiação evolutiva cambriana e talvez tenha sido única na história do planeta e por isso sem análogos modernos, ou seja, não uniformitarista.

Palavras-chaves: Neoproterozóico, dolomitos, isótopos de C, fosforitos, formações ferríferas.

BOGGIANI, P.C. 2010. Sedimentação autigênica neoproterozóica e mineralizações associadas– um registro não uniformitarista. Tese de Livre Docência apresentada ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 136 p.

Abstract

In this thesis, it is discussed a non-uniformitarianist model for the Neoproterozoic sedimentation, of which examples are the units of the Southern Paraguay Belt and its corresponding cratonic cover, characterized by anomalous deposits of iron formations, occurrence of cap carbonate and thick and continuous beds of dolomites, interpreted as primary (organogenic) rocks and associated with phosphorites and calcareous with carbon isotope data showing negative and positive excursions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ranging from -5 to $+5$ ‰). The evolutive model proposed here would be associated with the evolution of rift-type basins combined with intense processes of ocean upwelling, which could be intensified or have had a greater nutrient load due to the restriction of the marine belt along the Equator (Slushball earth model), and would not necessarily be related to the worldwide glaciation of the Earth (Snowball Earth model), provided that, at least for the units of the Southern portion of the Paraguay Belt, the evidences of glacial sedimentation are not so clear, differently from what is seen in the exposures of the Puga Formation in the Northern portion, where the diamictites were originally defined as the Jangada Group. The result of the combination of geotectonic factors and, mainly, biotic factors, with intense microbial proliferation and formation and preservation of large areas with microbial mats, due to the absence of organisms that cause bioturbation, would have influenced the geochemical cycles associated with sedimentation, which would explain the anomalous sedimentation pattern that has no modern analogy and is a distinguishing feature of the Corumbá and Jacadigo Group. This systemic situation could have been one of the causes of the appearance of metazoans at the end of the Ediacaran period, which is confirmed by the abundant occurrence of Cloudina and Corumbella (Tamengo Formation), and posterior Cambrian evolutive radiation that may have been unique in the Earth's history and, therefore, has no modern analogy, that is, it was a non-uniformitarianist event.

Key words: Neoproterozoic, authigenesis, dolomites, isotopes of C phosphorites, iron formations.

Sumário

Índice de figuras	17
Índice de tabelas	19
1. Introdução	21
1.1. Sobre o uso do termo autigênese	22
1.2. Não uniformitarismo na sedimentação autigênica Neoproterozóica	22
1.3. Objetivo	26
1.4. Materiais e métodos	26
2. Sedimentação autigênica no Neoproterozóico	27
2.1. Formações ferríferas	29
2.2. Fosforitos	33
2.3. Sedimentação carbonática no Neoproterozóico	35
2.3.1. Capas carbonáticas	38
2.3.2. O “Problema Dolomito” e organogênese	47
2.3.3. Aplicação do estudo de isótopos de C e O e de razões de Sr	52
3. Sedimentação autigênica nas unidades da Faixa Paraguai Meridional	57
3.1. Estratigrafia da Faixa Paraguai Meridional e cobertura cratônica	59
3.1.1. Grupo Cuiabá e sua relação com a Formação Puga	61
3.1.2. Grupo Jacadigo	62
3.1.3. Grupo Corumbá	63
3.1.4. Grupo Araras	66
3.2. Correlações e idades das unidades da Faixa Paraguai	66
3.3. Formações ferríferas do Grupo Jacadigo e da Formação Puga	70
3.4. Capas carbonáticas da Formação Puga	74
3.5. Fosforitos da Formação Bocaina	79
3.6. Dolomitos da Formação Bocaina	81
3.7. Isótopos de C e O e razões de Sr do Grupo Corumbá	84
3.7.1. Isótopos de C e O da Capa Carbonática do Morro do Puga	84
3.7.2. Variação dos isótopos de C na Formação Tamengo	88
4. Discussão sobre a sedimentação autigênica nas unidades da Faixa Paraguai ..	114
5. Conclusão	117
6 Referências Bibliográficas	119

Índice de figuras

Figura 1. Distribuição dos depósitos de formação ferrífera no Pré-Cambriano com abundância relativa estimada com base no volume de Hamersley (organizado por Piacentini et al. 2007 a partir de Klein 2005 e Trendall 2002).	30
Figura 2 – Esquema da sedimentação carbonática moderna comparado com o do Pré-Cambriano onde, no primeiro caso (A e B), a redução do nível do mar não implica diminuição da acumulação de carbonato de cálcio, compensada pelo acúmulo das carapaças dos organismos planctônico. Já no Pré-Cambriano (C e D), o rebaixamento do nível do mar implica diminuição das zonas neríticas e, na ausência de organismos planctônicos, ocorreria supersaturação em carbonato das águas oceânicas (extraído de Ridgwell et al. 2003).	37
Figura 3. Detalhe dos ciclos: precipitados de aragonita - <i>mudstone</i> laminado – <i>mudstone</i> maciço da Mina Samba (base da Formação Sete Lagoas – Grupo Bambuí).....	41
Figura 4 – <i>Tubestones</i> da Formação Buschmannsklippe (Namíbia), seção longitudinal (esquerda) e transversal (direita).....	44
Figura 5 – Esquema geológico da Faixa Paraguai e cobertura cratônica.....	58
Figura 6- Relações estratigráficas entre as unidades da porção norte e sul da Faixa Paraguai com representação não considerando os dobramentos e falhamentos inversos que ocorrem a leste.....	60
Figura 7 – Valores de Elementos de Terras Raras normalizados para condrito (Taylor & McLennan 1985). O padrão obtido para as formações ferríferas de Bodoquena (Depósito da Fazenda São Manoel) refere-se à média dos resultados obtidos. O padrão das formações ferríferas e manganesíferas de Urucum (Grupo Jacadigo) é de Klein & Ladeira (2004); e os de Rapitan de Klein & Beukes (1993) e o PAAS (Post Archean Shale Composite) de Taylor & McLennan (1985) – figura extraída de Piacentini 2008.....	73
Figura 8 – Estruturas tubulares observadas em dolomitos da base da Formação Bocaina em Porto Morrinhos (Corumbá, MS).....	76
Figura 9 – Estruturas <i>tubestones</i> associadas a estromatólitos em Morraria do Sul (Serra da Bodoquena) posicionados diretamente sobre o embasamento.....	77
Figura 10 – Estruturas <i>tubestones</i> observada em dolomitos expostos no Forte de Coimbra, às margens do Rio Paraguai, a Sul de Corumbá (MS).	78
Figura 11 – Seção levantada na Fazenda Ressaca, principal ocorrência de fosforito, com identificação das fácies sedimentares do topo da Formação Bocaina (Fontaneta 2008).....	80
Figura 12 – Cristais de dolomita autigênica ao redor de filmes orgânicos de <i>oid grainstones</i> da Formação Bocaina.	81
Figura 13 – <i>Ooid grainstones</i> da Formação Bocaina sem formação de dolomita, devido a preservação da matéria orgânica dos filmes envoltórios.	82
Figura 14 – Estruturas globulares em fosforitos da ocorrência da Fazenda Ressaca, interpretadas como microbianas (Formação Bocaina – Grupo Corumbá). Imagem de MEV, elétrons secundários.....	83
Figura 15 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da Capa Carbonática do Morro do Puga (Boggiani et al. 2003), figura superior, comparada com nova coleta em mesma seção (figura inferior), o que demonstra a homogeneidade da composição isotópica ao longo de toda seção, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de -5‰	86
Figura 16 – Possível capa carbonática no domínio da Serra da Bodoquena (Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha): A) detalhe do diamictito da Formação Puga; B) bloco métrico de gnaiss no diamictito e C) detalhe da laminação milimétrica dos dolomitos da base da sucessão.....	87
Figura 17- Esquema da distribuição das unidades do Grupo Corumbá com representação da posição das seções levantadas para a Formação Tamengo.	88

Figura 18 – Mina Laginha em sua a frente de lavra da porção oeste, mais completa. Notar as camadas com mergulho para sudeste tendo ao centro pacote de ritmitos (<i>mudstones</i> /folhelhos grafitosos), e a base da seção levantanda localizada no canto direito da fotografia. Do lado direito da fotografia, observa-se a brecha basal, com detalhe na figura 19.	90
Figura 19 – Detalhe da brecha sedimentar basal da Formação Tamengo na Mina Laginha.	91
Figura 20 - Seção da Mina Laginha (lado oeste), sendo que a da esquerda é um detalhamento da parte basal (Formação Tamengo). Nessa figura, foram incluídos os dados de Velásquez et al. (2008).	93
Figura 21 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O do lado leste da Mina Laginha (Formação Tamengo).	94
Figura 22 – Blocos de <i>mudstones</i> , provenientes da Formação Tamengo, imersos em siltitos da base da Formação Guaicurus (Diamictitos Laginha).	95
Figura 23 – Concentração de carapaças de <i>Cloudinas</i> na Formação Tamengo (Grupo Corumbá).	98
Figura 24 – Fóssil de <i>Corumbella weneri</i> da Formação Tamengo (Grupo Corumbá).	99
Figura 25 – Intercalação de material piroclástico ou vulcanoclástico em <i>grainstones</i> da Formação Tamengo na Mina Corcal, de onde foram obtidos zircões para datações geocronológicas.	99
Figura 26 – Exposição da Formação Tamengo na Mina Corcal (Corumbá, MS), com ocorrências de cinzas vulcânicas associadas a níveis de concentração de <i>Cloudina</i> . O esquema abaixo demonstra o estilo de dobramento, cujo levantamento foi necessário para levantamento da seção estratigráfica e coleta das amostras.	102
Figura 27 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da Mina Corcal (Formação Tamengo).	104
Figura 28 – Mina Horii, com exposição de calcários (<i>ooids grainstones</i>) da Formação Tamengo no domínio da Faixa Paraguai (Bodoquena,MS).	106
Figura 29 – Fotomicrografia de <i>wackestone</i> da Mina Horii.	106
Figura 30 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da seção da Mina Horii (Formação Tamengo), na Serra da Bodoquena.	108

Índice de tabelas

Tabela 1- Valores de isótopos de C e O de carbonatos intercalados à formação ferrífera obtidos de amostra do Morro Mutum.	72
Tabela 2 – Dados de isótopos de C e O da capa carbonática do Morro do Puga	85
Tabela 3 Valores de isótopos de C e O de dolomititos da base de seção sobre diamictitos expostos no Anticlinal Fazenda Santa Terezinha (Serra da Bodoquena).	87
Tabela 4 – Valores de Isótopos de C e O da Mina Laginha	92
Tabela 5 – Valores de isótopos de C e O do lado leste da Minha Laginha e dados geoquímicos	96
Tabela 6 – Valores de isótopos de C e O da seção Saladeiro.	101
Tabela 7 – Valores de isótopos de C e O das seções da Mina Corcal	103
Tabela 8 – Valores de isótopos de C e O da seção da Fazenda Baía das Garças	105
Tabela 9 – Valores de isótopos de C e O da seção da Mina Horii	107
Tabela 10 – Valores de isótopos de C e O da Formação Tamengo na Mina Calbon	111

1. Introdução

O presente texto refere-se à tese de livre docência, submetida ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências (USP), cujo objetivo é o estudo da sedimentação autigênica no Neoproterozóico, tendo como exemplo as unidades da Faixa Paraguai Meridional e cobertura cratônica adjacente, levando-se em consideração as discussões dos modelos propostos para mudanças globais no Neoproterozóico.

O termo autigênese tem sido empregado, comumente, para minerais diagenéticos formados após a deposição siliciclástica, ou seja, para minerais neoformados nos poros de sedimentos epiclásticos. Ultimamente, porém, o termo autigênese tem tido sua aplicação estendida para a formação sedimentar de minerais primários de forma mais ampla, não restrito a minerais tipicamente diagenéticos e empregado para formações ferríferas, fosforitos, dolomitos e sedimentos carbonáticos (Glenn et al. 2000).

O registro sedimentar autigênico neoproterozóico tem-se demonstrado anômalo se comparado com demais intervalos do tempo geológico, com destaque para as formações ferríferas, capas carbonáticas, abundância de dolomitos com estruturas originais preservadas e fosforitos, o que conduz à interpretação de que os processos geoquímicos e sedimentares no Neoproterozóico foram distintos, muitos sem equivalentes modernos ou mesmo no Fanerozóico, ou seja, com características não uniformitarista.

Como contribuição ao conhecimento geológico sobre o tema, são apresentados dados e informações obtidos de levantamentos e investigações recentes realizados nas unidades da Faixa Paraguai Meridional, com resultados e interpretações inéditos e já publicados, em sua maioria relacionados a projetos de iniciação científica, trabalhos de formatura e de pós-graduação, orientados ou com participação direta do autor.

A Faixa Paraguai Meridional foi escolhida para este estudo em função da presença de capas carbonáticas sobre diamictitos da Formação Puga, formações ferríferas e manganesíferas do Grupo Jacadigo e calcários, dolomitos e fosforitos do Grupo Corumbá, conjunto este que representa a clássica sucessão sedimentar observada em demais seções neoproterozóicas, associada à ocorrência de fósseis metazoários, entre eles a primeira expressão que se conhece de organismo com esqueleto (*Cloudina*), o que possibilita discutir, de forma ampla porém integrada, os inúmeros modelos e hipóteses propostos para os diferentes tipos de sedimentação autigênica neoproterozóica.

1.1. Sobre o uso do termo autigênese

O termo autigênese foi introduzido por Kalkowsky (1880 *apud* Bates & Jackson 1980) e vem sendo empregado tanto para minerais formados *in situ* em ambiente diagenético como para minerais de origem bioquímica ou puramente química, independente de serem ou não diagenéticos, em contraposição aos essencialmente terrígenos/epiclásticos.

Inicialmente, o termo era restrito a minerais diagenéticos (Krumbein & Sloss 1963) relacionados à formação de novos minerais após a sedimentação (neomorfismo). Existia uma forte tendência de o termo ser restrito a gênese de minerais exóticos, ou seja, distintos dos arcabouços onde se originaram, tendo como exemplos os argilominerais neoformados (Fairbridge 1967). Essa tendência é ainda forte no Brasil (Suguio 2003) e empregada em publicações internacionais recentes (Flügel 2004), onde os minerais autigênicos são entendidos como os formados após a deposição e durante a diagênese, incluindo tanto aqueles precipitados em poros, na forma de cimento, como os originados por substituição de minerais preexistentes.

No início da década de 1990, o termo autigênese passou a ser empregado com mais frequência para sedimentos bioquímicos e não apenas para minerais de origem pós-deposicional, como argilominerais neoformados e sobrecrecimentos de quartzo. Nesse período foi organizado o projeto IGCP UNESCO (Internacional Geological Correlation Programme) 325 "Correlation of Paleogeography with Phosphorites and Associated Authigenic Minerals", voltado principalmente ao estudo da formação de fosforitos.

A partir do mencionado IGCP, foi criado um grupo de trabalho na SEPM (Society for Sedimentary Geology) intitulado "Marine Authigenesis" com a organização do simpósio "Formation of Authigenic Marine Minerals" ocorrido em maio de 1997, a partir do qual foi organizado o livro "Marine Authigenesis: from global to the microbial" (Glenn et al. 2000). Apesar do enfoque principal sobre rochas fosfáticas, o referido grupo trabalhou também com minerais glauconíticos, dolomitos, crostas ferromanganesíferas, depósitos de barita e BIFs, o que demonstra a nova tendência de uso do termo autigênese de forma mais ampla, o qual vem sendo empregado até para sedimentos continentais, como os calcretes.

1.2. Não uniformitarismo na sedimentação autigênica Neoproterozóica

Os termos uniformitarismo e atualismo têm sido utilizados como sinônimos, mas apresentam significados diferentes. O uniformitarismo, como utilizado por James Hutton e Charles Lyell, seria aplicado no sentido de que os mesmos processos geológicos que ocorrem no presente teriam ocorrido no passado, pensamento esse expresso pela clássica frase "O presente é a chave do passado". Já o termo atualismo teria significado diferente e

restrito às leis físicas e químicas, sendo que apenas essas teriam permanecidas as mesmas, desde a origem do Planeta Terra, mas a forma e, principalmente, a intensidade dos processos geológicos teria sido distinta ao longo do tempo geológico, ou seja, atualista mas não uniformitarista.

Nesta tese, procura-se demonstrar que a sedimentação autigênica neoproterozóica teria ocorrido de forma não uniformitarista, porém sob as mesmas condições físicas e químicas do presente, portanto, de forma atualística. O que se pretende demonstrar é que, no Neoproterozóico, teria ocorrido uma conjunção de fatores tectônicos e bióticos que influenciaram os ciclos geoquímicos, o que resultou num padrão distinto, se não único, de sedimentação autigênica ao longo da história da Terra.

Entre os sedimentos autigênicos neoproterozóicos, destacam-se as ocorrências anômalas de formações ferríferas (Trendall 2002, Klein 2005, Bekker et al. 2010), sem correspondentes fanerozóicos e diferentes, em termos sedimentares, das formações ferríferas arqueanas e paleoproterozóicas. Outro exemplo de sedimentação anômala neoproterozóica são as capas carbonáticas, associadas a depósitos interpretados como glaciais, com assinaturas isotópicas atípicas e sucessões de estruturas sedimentares que se repetem em diferentes partes do globo terrestre, o que evidencia estarem relacionadas a mudanças globais e, por isso, são uma das bases de discussão da hipótese *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002).

Depósitos sedimentares neoproterozóicos autigênicos anômalos são também os dolomitos (Ronov, 1964; Given & Wilkinson 1987, Warren 2000), cuja origem, face ao fato de não serem sintetizados em laboratório, sob as mesmas condições geoquímicas dos ambientes marinhos, e praticamente ausência de formação em ambientes modernos apesar da supersaturação em dolomita nas águas marinhas - é conhecida como “The Dolomite Problem” (McKenzie 1991). O fato de não se ter exemplos modernos de formação de dolomitos, em grande escala, tem sido colocado como um desafio para o princípio uniformitarista de que o presente é a chave para o passado (Roberts et al. 2004).

As diferenças marcantes entre a sedimentação carbonática pretérita e moderna já eram destacadas na década de 1990, quando os sedimentólogos consideravam que o uniformitarismo não poderia ser aplicado em muitos aspectos da sedimentação carbonática (Tucker & Wright 1990).

Segundo Neumann & Land (1975), para os calcários, o princípio do Uniformitarismo seria melhor se fosse reescrito como “*The present is the key to perhaps the Pleistocene*”. Esses autores mencionam ainda que, para as rochas carbonáticas, a forma de estudo seria

inversa, ou seja, o passado seria o guia para entendimento de sedimentos mais novos. Nessa linha de raciocínio, a anômala concentração de crostas carbonáticas (*sea floor crusts*) e microbialitos precipitados em sucessões carbonáticas do final do Permiano, como o do complexo recifal de Guadalupe (oeste do Texas, EUA), viria a ser explicada a partir do estudo de incrustações semelhantes mesoproterozóicas e das capas carbonáticas neoproterozóicas, uma vez que a idéia de crescimento dos recifes, a partir de acresção biológica de formas esqueletais bênticas, não se aplica para esse conjunto permiano anômalo, o que requer a busca de análogos somente encontrados no Pré-Cambriano (Grotzinger & Knoll 1995).

A discussão sobre uniformitarismo na sedimentação carbonática é centrada na necessidade de conhecer os processos que ocorrem na sedimentação carbonática moderna mas tendo em mente as mudanças na evolução biológica e geológica da história da Terra ou, como R. N. Ginsburg afirmou “*carbonate building are like Shakespeare: the plays go on – only the actors change*”. Nessa comparação, deve-se destacar, porém, que o autor fez referência à mudança dos agentes biológicos ao longo apenas do Fanerozóico e não do Pré-Cambriano, quando não existiam as formas biológicas esqueletais que tiveram grande influência na sedimentação carbonática e responsáveis por mudanças fundamentais entre padrão de sedimentação carbonática pré-cambriana e fanerozóica (Flügel 2004).

Não somente a sedimentação autigênica teria sido anômala no Neoproterozóico. As variações geoquímicas bruscas e extremas nas águas oceânicas teriam reflexo no registro também anômalo de isótopos de C nos carbonatos precambrianos, em especial os neoproterozóicos, comparado ao registro fanerozóico, ao ponto de virem a ser empregado para subdivisão do Neoproterozóico (Knoll et al. 2004).

Em alguns trabalhos, como o de Eriksson et al. (2001) e Donaldson et al. (2002), considera-se que a sedimentação pré-cambriana teria ocorrido de maneira uniformitarista, porém é destacada a ocorrência de diferenças nas taxas e intensidade dos processos, como os que controlam o intemperismo, erosão, transporte, deposição, litificação e diagênese e subestimam, apesar de mencionar (Eriksson et al. 2005), a importância das diferenças na sedimentação em função do predomínio da atividade microbiana e ausência de bioturbação.

Nesses trabalhos, o enfoque dado é sobre a sedimentação siliciclástica, o que justificaria, em parte, a interpretação uniformitarista, contrária a da presente tese. Mas mesmo a sedimentação siliciclástica precambriana foi distinta da fanerozóica em função da influência anômala de filmes microbianos sobre os sedimentos siliciclásticos (Shieber 1998; 2004).

Mesmo no Pré-Cambriano, o tipo predominante de sedimentação carbonática variou ao longo do Arqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico, o que seria um reflexo das variações tectônicas, mudanças ambientais e evolutivas desde as primeiras acreções continentais até o advento das primeiras biomineralizações (surgimento do esqueleto), ao final do Neoproterozóico. Carbonatos arqueanos e paleoproterozóicos comumente contêm abundantes precipitados de fundos marinhos, caracterizados pela presença marcante de cristais de aragonita, enquanto que os neoproterozóicos são predominantemente clásticos (aloquímicos), com abundâncias de *ooid grainstones* e *mudstones* (lamas calcárias) e caracterizados pela presença de trombolitos na transição para o Cambriano. Carbonatos mesoproterozóicos são transicionais entre os dois tipos e marcados pela abundância das enigmáticas estruturas *molar-tooths*. Precipitados aragoníticos semelhantes aos cimentos marinhos arqueanos, reaparecem no Neoproterozóico na forma de capas carbonáticas, em condições interpretadas como pós-glaciais (Hoffman & Schrag 2002).

As mudanças de tipo de sedimentação carbonática fanerozóica também são abruptas e marcadas claramente por pulsos evolutivos de organismos secretores de carbonatos, como a radiação ordoviciano e surgimento de seres planctônicos esqueletais no Jurássico, porém a intensidade dessas mudanças aparenta não ser tão contrastante quanto as observadas no Pré-Cambriano (Grotzinger & James 2000).

Apesar dessa perspectiva não-uniformitarista, não se pode negar o progresso no entendimento da autigênese obtido a partir do estudo de ambientes modernos para a formação de dolomitos, como o estudo da Lagoa Vermelha no Rio de Janeiro, Brasil (Vasconcelos et al. 1995) e da Lagoa Coorong na Austrália (Wright 2000) e de atividades microbianas em fontes termais modernas para entendimento da origem de formações ferríferas bandadas (Konhauser 2000).

Os modelos análogos acima são, porém, restritos e localizados, de tal forma que os estudos de sedimentação autigênica têm por base ainda a investigação das próprias sucessões neoproterozóicas, considerado ainda o único caminho viável para entendimento de processos que se modificaram através do tempo ou que foram únicos na história da Terra (Grotzinger & James, 2000).

1.3. Objetivo

O objetivo desta tese é o estudo da sedimentação autigênica marinha neoproterozóica, com base nos recentes modelos e aplicação dessas hipóteses na investigação de unidades da Faixa Paraguai Meridional e cobertura cratônica, com estudo também da origem das mineralizações associadas, como dolomitos, fosforitos e formações feríferas.

1.4. Materiais e métodos

Grande parte desse trabalho é uma sistematização das informações recentemente produzidas e hipóteses formuladas para as mudanças globais neoproterozóicas, para as quais os sedimentos autigênicos, tais como os carbonatos, formações ferríferas e fosforitos têm significativa importância ao registrarem as modificações biogeoquímicas nas águas dos oceanos.

A elaboração da tese teve por base o estudo dos modelos vigentes de sedimentação marinha autigênica de carbonatos, em especial capas carbonáticas, dolomitos, fosforitos e formações ferríferas e comparação com as informações sedimentológicas, principalmente petrográficas, e de isótopos de C e O para as unidades estratigráficas da Faixa Paraguai e cobertura cratônica, predominantemente em sua porção meridional. Grande parte das informações sistematizadas está relacionada a trabalhos desenvolvidos pelo autor juntamente com alunos de graduação e pós-graduação em parte já apresentados em eventos científicos e artigos publicados, acrescidas de resultados e interpretações inéditos.

Os métodos empregados consistiram, além da pesquisa bibliográfica, do levantamento de seções estratigráficas com coleta de amostras para estudos petrográficos e análises de isótopos de C e O realizadas no Laboratório NEG-LABISE da UFPE e no laboratório de Isótopos Estáveis do CPGeo do Instituto de Geociências da USP, cuja descrição dos métodos analíticos empregados são os mesmo descritos em Boggiani et al. (2010).

2. Sedimentação autigênica no Neoproterozóico

O estudo paleontológico da transição do Neoproterozóico com o Fanerozóico tem demonstrado que num curto intervalo de tempo, inferior a 50 Ma, ocorreu o surgimento dos metazoários, seguido de bruscas e explosivas modificações faunísticas, com amplo desenvolvimento de animais com esqueleto (Brasier & Callow 2007). O que chama a atenção para este intervalo de tempo é que, além das modificações nas biotas, elas ocorreram após 4 bilhões de anos de extrema monotonia evolutiva, com predomínio apenas de formas microbianas, notadamente procariontes microscópicos unicelulares e coloniais, tais como cianobactérias, acritarcas e microalgas (Knoll & Bambach 2000).

A intensificação dos estudos de unidades neoproterozóicas, principalmente as que abrangem a transição com o Fanerozóico, resulta principalmente da tentativa de se explicar o surgimento e extinção de grupos faunísticos tão distintos e diversificados como a Fauna de Ediacara, os pequenos fósseis esqueléticos do Tommotiano, e a Explosão Cambriana, a partir da qual, ao longo do Fanerozóico, não surgiu nenhum novo filo animal. Desse estudos, vem surgindo a formulação de hipóteses, como as de glaciações globais, as quais poderiam ter funcionado como filtros ambientais da evolução ou gargalos evolutivos (Runnegar 2000).

Os sedimentos autigênicos carbonáticos têm recebido especial atenção em função de registrarem as modificações nos ciclos biogeoquímicos, com interesse primordial na investigação das variações dos isótopos de C e de Sr. De uma certa forma, as bruscas mudanças ambientais ocorridas, principalmente no Ediacarano, teriam reflexo na sedimentação autigênica atípica que caracteriza esse período.

A facilidade relativa de obtenção de valores de isótopos de C e O de rochas carbonáticas possibilitou ampla aplicação ao longo de sucessões carbonáticas, ao ponto de vir a ser um dos critérios para delimitação da base do período Ediacarano (Knoll et al. 2004). Estudos mais refinados de outros isótopos, como de S, Ca e Mo, e investigações de elementos de terras raras – ETR têm possibilitado também novas interpretações paleoambientais sobre as condições geoquímicas dos oceanos precambrianos.

Entre os modelos apresentados para o Neoproterozóico, principalmente na tentativa de explicar as mudanças faunísticas ocorridas antes da diversificação cambriana, o que mais tem sido discutido é o do *Snowball Earth*, originalmente proposto por Kirschvink (1992), e posteriormente detalhado e difundido por Hoffman et al. (1998) e Hoffman & Schrag (2002).

Com base na teoria do *Snowball Earth*, a concentração das massas continentais na faixa do Equador, com a formação do Rodínia no início do Neoproterozóico, teria propiciado a intensificação dos processos de intemperismo. O aumento do intemperismo teria conduzido à diminuição da taxa de dióxido de carbono na atmosfera e conseqüente diminuição da temperatura global (Hoffman & Schrag 2002).

Evidências paleomagnéticas (Evans 2000, Trindade & Macouin 2007), em especial na Formação Elatina, na Austrália (Sohl et al. 1999), não deixam dúvidas quanto à ocorrência de glaciações de baixas latitudes, porém se essas chegaram a cobrir totalmente o planeta é o que tem sido mais debatido, com surgimento de hipótese alternativa, segundo a qual, uma faixa no equador teria permanecido sem gelo, denominada como *Slushball Earth* (Hyde et al. 2000, Kaufman 2007).

Há ainda o questionamento se realmente as glaciações seriam globais, com a interpretação alternativa de que os diamictitos interpretados como glaciais seriam produto de fluxos gravitacionais sem influência de glaciação (Eyles & Januszczyk 2004, 2007).

A intensa dinâmica geotectônica do Neoproterozóico (Torsvik et al. 1996) teria sido também responsável por mudanças nos padrões das correntes oceânicas, com a possível alternância entre períodos de estagnação e de circulação oceânica. Durante o período de estagnação haveria estratificação das águas oceânicas e separação de porções anóxicas profundas de porções oxigenadas, restritas às zonas fóticas. Nos períodos de vigorosas circulações oceânicas, haveria o desenvolvimento intenso de ressurgências marinhas - *upwellings* (Kaufman & Knoll 1995, Kaufman et al. 2003, Grotzinger & Knoll 1995), das quais teriam sido originados depósitos de rochas fosfáticas, como as do Grupo Corumbá (Boggiani et al. 1993), e formações ferríferas bandadas, como as do Grupo Jacadigo e as associadas à Formação Puga (Piacentini et al. 2007).

No Neoproterozóico, tem sido também registrado a formação anômala de dolomitos com evidências sugestivas de formação primária, relacionada a processos organogênicos, o que demonstra certa interrelação entre esses diversos sedimentos autigênicos, ou seja, carbonatos, fosforitos e formações ferríferas, os quais podem relacionados a processos glaciais globais como a intensos processos de rifteamento que teriam marcado a segunda metade do Neoproterozóico, na transição com o Fanerozóico.

Segue discussão conceitual sobre os principais tipos de sedimentação autigênica abordados na presente tese, a fim de oferecer um contexto inicial mais geral, com retomada de discussão mais aprofundada e específica nos itens relativos aos depósitos estudados na Faixa Paraguai Meridional e respectiva cobertura cratônica.

2.1. Formações ferríferas

As formações ferríferas, em especial as bandadas (BIFs), com a característica alternância de camadas ricas em ferro (hematita ou magnetita) e sílica (*chert*) têm sido, entre os demais sedimentos autigênicos, os mais enigmáticos e de difícil entendimento genético, apesar de sua ampla utilização como recurso mineral.

Apesar das inúmeras controvérsias quanto à gênese, algumas características em comum podem ser traçadas: 1) as formações ferríferas são mais abundantes no intervalo de 2,5 a 1,8 Ga (Paleoproterozóico) e aparecem novamente apenas no neoproterozóico; 2) existem claras diferenças entre as formações ferríferas arqueanas-paleoproterozóicas e as neoproterozóicas, o que sugere diferenças no processo sedimentar e na fonte do Fe, com tendência generalizada de associar as neoproterozóicas a glaciações ou a eventos hidrotermais, associados sejam a rifteamentos sejam a maior atividade de plumas mantélicas.

Existem ocorrências de formações ferríferas no Paleozóico, mas essas são menos abundantes e geralmente ocorrem na forma de *ooids* e associados a glauconita (Van Houton & Bhattacharyya 1982), como as descritas na Bacia do Parnaíba e Amazonas em unidades do Devoniano Médio, em especial na Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba (Dardenne & Schobbenhaus 2001).

Há registros de formações ferríferas relativamente muito antigas, como as de Isua no Oeste da Groenlândia, com 3,8 Ga, e as presentes em crátons arqueanos, em intervalos de 3,5 a 2,5 Ga. No entanto, é no intervalo de 2,5 a 1,8 Ga que se concentram os principais depósitos, como os da Bacia de Hamersley do Oeste da Austrália (Klein 2005), além dos depósitos neoproterozóicos, entre os quais se destacam os de Rapitan (Canadá) os da Plataforma de Yangtze (China) e os do Grupo Jacadigo (Maciço de Urucum, Mato Grosso do Sul), estudados na presente tese (figura 1).

As formações ferríferas mais antigas são as relacionadas aos *greenstones belts*, as quais tendem a ser relativamente menos espessas e lateralmente restritas e geralmente associadas a vulcanismo, identificadas como do Tipo Algoma, na classificação de Gross (1980). Os depósitos de ferro gigantes, como os de Hamersley (Austrália), Formação Kuruman Iron Supergrupo Transvaal (África), Formação Mulaingiri – Bacia Bababudan (Índia), Formação Cauê - Grupo Itabira (Quadrilátero Ferrífero) e Formação Carajás (Grupo Grão Pará) teriam se formado ao redor de 2,6 Ga. Esses são conhecidos como formações ferríferas gondwânicas, os quais se contrapõem a um grupo relativamente mais novo, representado pelas formações ferríferas de Circum-Ungava do Canadá e EUA, nas quais se

inserem as do Lago Superior, caracterizadas pela predominância de tipos granulares (*granular iron formations* - GIFs) (Trendall, 2002, Trendall & Blockley 2004).

As formações ferríferas gondwânicas e as do Circum-Ungava (Canadá e EUA) são relativamente maiores e mais extensas em área, e geralmente classificadas como do tipo Lago Superior e não teriam relações diretas e claras a eventos vulcânicos, como observado nas mais antigas, arqueanas e paleoproterozóicas (tipo Algoma). As do tipo Lago Superior estariam relacionadas a ambientes plataformais estáveis e associadas a dolomitos, quartzitos e folhelhos pretos.

Após 1,8 Ga não há registro significativo de formações ferríferas, o que vem a ocorrer apenas ao final do Neoproterozóico.

Figura 1. Distribuição dos depósitos de formação ferrífera no Pré-Cambriano com abundância relativa estimada com base no volume de Hamersley (organizado por Piacentini et al. 2007 a partir de Klein 2005 e Trendall 2002).

As formações ferríferas neoproterozóicas teriam tido origem distinta das do final do Arqueano e início do Paleoproterozóico, mas o que chama atenção é o fato de não se ter registro desses depósitos após 1,8 Ga e os mesmos virem a ser encontrados apenas ao final do Neoproterozóico, em sucessões possivelmente glaciogênicas, o que tem conduzido à construção de modelos associados a mudanças climáticas globais, entre elas a do *Snowball Earth*.

No modelo clássico para origem das formações ferríferas de Cloud (1968, 1973), a precipitação de ferro teria ocorrido a partir do aumento progressivo de oxigênio através da atividade fotossintetizante de cianobactérias, até atingir o nível máximo de oxigenação. Pensava-se, também, ser a fonte do ferro dissolvido nas águas oceânicas a erosão das

áreas emersas. Posteriormente, com a descoberta de sistemas hidrotermais de fundo oceânico, ao final da década de 1970, passou-se a considerar as águas oceânicas profundas como principal fonte do ferro (Isley 1995).

Estudos desenvolvidos posteriormente na Bacia Animikie, na região do Lago Superior (formações ferríferas Gunflint e Biwabake), estudados anteriormente por Preston Cloud (Cloud 1968), demonstraram que as formações ferríferas ali presentes originaram-se após o máximo evento de oxidação, tido como ocorrido por volta de 2,4 Ga (Bekker et al, 2004) e que a precipitação de ferro teria ocorrido pela atividade de bactérias ferro-oxidantes e não pela produção de oxigênio gerado pela fotossíntese realizada por cianobactérias, como interpretado originalmente.

Outra questão ainda controversa é a respeito da origem do ferro das formações ferríferas, para a qual quatro hipóteses são colocadas: poeira trazida por tempestades de vento, ferro dissolvido nos continentes e carregado pelos rios até os mares, fontes vulcânicas nas proximidades e, por fim, o próprio oceano (Trendall & Blockley 2004). As duas primeiras hipóteses têm sido descartadas, em função da ausência de evidências conclusivas e a origem vulcânica tem sido colocada apenas como possível para alguns depósitos, como o de Hamersley (Austrália), sem nenhuma comprovação direta, apenas a presença de anomalias positivas de Eu (Klein 2005, Trendall & Blockley 2004), o que coloca como possibilidade mais provável a origem oceânica, mas com influências hidrotermais.

Beukes & Gutzmer (2004) caracterizam as formações ferríferas como depósitos de plataformas famintas formados durante grandes transgressões e cujo suprimento de ferro e sílica deve ter sido controlado pelo aumento da atividade de plumas hidrotermais. Desse modo, a escassez de formações ferríferas em seqüências mais jovens que 1,8 Ga seria consequência de uma menor atividade de plumas hidrotermais, cada vez mais restritas aos ambientes marinhos profundos, em função do contínuo espessamento da crosta, o que poderia ser uma explicação para ausência de formações ferríferas no Fanerozóico.

Existe uma tendência de relacionar os BIFs arqueanos-paleoproterozóicos a sistemas hidrotermais, enquanto os neoproterozóicos teriam maior afinidade com as águas oceânicas. Não se descarta, porém, a contribuição hidrotermal para as ferríferas neoproterozóicas, mas essa seria indireta, com contribuição relativamente mais distante do sítio deposicional. Essas interpretações têm por base a presença de anomalia positiva de Eu nos primeiros e ausência dessa anomalia nos neoproterozóicos (Klein 2005), acompanhada pela diminuição do teor de Ni (Pecoits et al. 2009). Foi formulada também a hipótese de origem diferenciada para a Si e o Fe, com base em estudos geoquímicos de testemunhos

de sondagem de Hamersley, onde a sílica seria derivada do intemperismo das massas continentais e o Fe de origem hidrotermal (Hamade et al. 2003).

Formações ferríferas bandadas (BIF) de idade neoproterozóica têm sido descritas, geralmente associadas a depósitos glaciogênicos, como as do Grupo Rapitan, no noroeste canadense, (Young, 1976), Grupo Umberatana, no cinturão Adelaide, no sul da Austrália (Trendall, 1973), Supergrupo Damara da Namíbia (Beukes, 1973), Supergrupo Hufq em Oman (Kilner et al. 2005) e as do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum (Urban et al. 1992), entre outros (Klein & Beukes 1993, Klein 2005, Trendall 2002), o que tem sido utilizado como evidência da Hipótese *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Klein & Beukes 1993; Hoffman et al. 1998).

Na América do Sul, os BIFs neoproterozóicos mais conhecidos são os do Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum, mas há menção de ocorrências em outras localidades na porção norte da Faixa Paraguai e no Uruguai, nas unidades siliciclásticas inferiores do Grupo Arroyo Del Soldado (Gaucher et al. 2003, 2004), onde não foram observadas evidências de sedimentação glacial.

Possível modelo análogo moderno para origem das formações ferríferas bandadas foi apresentado por Konhauser (2000), relacionado a fontes termais e *vents* submarinos, onde foram observadas concentrações microbianas com incrustações de minerais de ferro e sílica, o que conduz à interpretação de que a atividade microbiana teria papel preponderante como sítios de nucleação para as mineralizações primárias de ferro e sílica. No Arqueano e Paleoproterozóico, a atividade biológica seria restrita às margens planas dos microcontinentes, onde os microorganismos cresciam na forma de esteiras bênticas, sendo provalmente mais populosas em áreas de ressurgência marinha ou de plumas hidrotermais. Sob presença de ferro dissolvido e demais nutrientes, haveria a formação de hidróxidos de ferro e sob condições empobrecidas de ferro dissolvido, devido a sua precipitação, ocorreria a precipitação de sílica amorfa sob condições evaporíticas. Com base em valores de isótopos de C relativamente muito negativos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre $-2,8$ e $-19,8$ ‰) de carbonatos intercalados aos BIFs do Grupo Hamersley (Austrália), Baur et al. (1985) interpretaram que teria ocorrido intensa atividade de fermentação metabólica de microorganismos e La Berge (1973) identificou como possíveis estruturas orgânicas a concentração de estruturas esféricas com diâmetros entre 5 e 40 μm em formações ferríferas e que o típico aspecto bandado seria resultado de alteração diagenética posterior.

No Mar Vermelho, têm sido observadas exalações hidrotermais com altas concentrações de ferro dissolvido que é rapidamente oxidado, resultando em precipitados oxidados de ferro em sedimentos proximais (Pecoits et al. 2009).

Estudos desenvolvidos por Freitas (2010) sobre o Grupo Jacadigo, sob orientação do autor desta tese, têm demonstrado a possibilidade da gênese das formações ferríferas ali presente serem relacionadas apenas a atividade hidrotermal, como já mencionado por Dardenne (1988), o que estaria associado à evolução da bacia rifte e não necessariamente associada a eventos glaciais, como discutido adiante.

2.2. Fosforitos

Uma das características dos depósitos de fosforitos é também sua ocorrência episódica no tempo geológico (Cook & McElhinny 1979, Glen et al. 1994; Compton et al. 2000), geralmente relacionadas a glaciações e eventos orogenéticos, aos quais estaria associado o aumento do aporte de fósforo dissolvido para os oceanos através dos rios. Outra característica é a freqüente associação com rochas carbonáticas, em especial dolomitos, na forma de intercalações ou alternância de camadas, o que sugere variações bruscas nas condições ambientais, ora propícias às rochas carbonáticas e ora aos fosforitos (Lucas & Prévôt-Lucas 2000).

A maioria dos depósitos de fosfato sedimentar ocorrem na transição do Pré-Cambriano para o Cambriano (Cook & Shergold 1986, Notholt et al. 1989, Shields et al. 2000), com uma fase fosfogênica associada com a Glaciação Sturtiana (Criogeniana Inferior) ou posterior (Shergold & Brasier 1986), tendo como exemplos os depósitos na Austrália e os de Irecê no Brasil (Misi & Kyle 1994). Outra fase mais expressiva estaria associada a eventos pós-marinoanos (Criogeniana Superior), como os depósitos da Formação Doushantuo na China, ou mesmo os da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), discutidos na presente tese, e uma terceira fase associada ao Cambriano, sem relação direta com eventos glaciais.

Os três eventos fosfogênicos apontados para o intervalo do final do Neoproterozóico e Cambriano encontram-se também relacionados a fases de elevação dos valores de razões de Sr observadas nos carbonatos marinhos (Shields et al. 2000). As elevações dos valores das razões de Sr estariam associadas ao aumento dos processos erosivos nos continentes, o que poderia ser causado pela formação de cadeias de montanhas, associadas a eventos de aglutinação continental, ou a períodos pós-glaciais, o que explicaria também o aumento de aporte de fósforo dissolvido para os oceanos.

Por outro lado, o caráter episódico dos depósitos de fosfato tem sido relacionado não apenas a variações do aporte de fósforo dissolvido nos oceanos, mas também a mudanças episódicas na conjunção de fatores locais que teriam favorecido as complexas e restritas condições ambientais necessárias à formação de fosforitos (Lucas & Prévôt-Lucas 2000).

A associação de processos de fosfogênese a zonas de correntes marinhas ascendentes (*upwellings*), originalmente proposto por Kazakov (1937), tem por base a presença de nódulos fosfáticos modernos na costa do Peru e Chile (Burnett 1977) e da Namíbia (Baturin 2000). Através de correntes marinhas ascendentes, águas profundas frias e ricas em fosfato dissolvido atingem zonas mais rasas, onde a precipitação de apatita e de outros minerais de fosfato se daria através de complexos processos sedimentares e diagenéticos, geralmente associados à presença abundante de matéria orgânica e intensa atividade microbiana (Lucas & Prévôt-Lucas 2000).

A presença de microbialitos fosfáticos foi descrita em unidade proterozóica da Índia, na região de Udaipur (Banerjee 1971, 1986, Chauchan 1978), atribuída à substituição progressiva dos carbonatos por fosfato. No Brasil, foram identificadas jazidas de fosfato associadas a estromatólitos fosfáticos do Grupo Una em Irecê - Bahia (Bonfim 1986) e as ocorrências de fosforitos da Formação Bocaina (Grupo Corumbá) também se encontram associadas a estromatólitos.

Misi & Kyle (1994), em estudos sobre os fosforitos estromatolíticos de Irecê (Bahia), do Grupo Una, demonstraram, com base em estudos petrográficos e isotópicos, que estes sedimentos sofreram complexa evolução diagenética e que as concentrações primárias de fosfato formaram-se durante o primeiro estágio da diagênese, antes da dolomitização. Relacionaram as concentrações primárias de fosfato a processos biogênicos em ambientes anóxicos, porém não encontraram evidências que possibilitassem identificar se a apatita teve origem primária ou se formou por substituição do carbonato preexistente.

Na tentativa de entender a freqüente associação entre sedimentos carbonáticos e fosforitos, estudo realizado por Lucas & Prévôt-Lucas (2000) demonstrou que os dois processos genéticos são independentes mas complementares. Os processos de sedimentação carbonática e fosfática não seriam competitivos entre si, em virtude de não dependerem do mesmo material de origem, e também por não ocorrerem na mesma fase do ciclo sedimentar. A alternância dos tipos de sedimentos seria resultado das mudanças de tipo dominante de bioprodutividade na coluna de água, onde a precipitação da calcita e aragonita seria resultado de processos bioinduzidos enquanto que a apatita resultaria da

formação associada a lenta degradação microbiana da matéria orgânica nos sedimentos, processo esse que ocorreria alguns centímetros abaixo da interface sedimento/água.

Apesar de tanto a calcita como a apatita serem minerais que se formam por efeito da atividade biológica, os processos de formação são distintos, o que explicaria a ausência de apatita disseminada nos carbonatos. A explicação para a alternância entre formação de calcita e apatita estaria relacionada a modificações no aporte de nutrientes, ora favorecendo a proliferação de organismos responsáveis pela precipitação de calcita, ora favorecendo a acumulação de matéria orgânica, a qual seria necessária para formação posterior da apatita, após a degradação da matéria orgânica.

2.3. Sedimentação carbonática no Neoproterozóico

Marcantes diferenças são constatadas se compararmos a sedimentação carbonática neoproterozóica com a arqueana e paleoproterozóica, mas as diferenças são relativamente maiores quando comparadas com a fanerozóica. Destaque é dado pela presença das capas carbonáticas e abundância de dolomitos nas sucessões neoproterozóicas, além de marcantes e bruscas variações nos valores de isótopos de C.

Carbonatos arqueanos e paleoproterozóicos comumente contêm abundantes precipitados de fundo marinho (*sea-floor precipitates*), enquanto que o registro neoproterozóico é dominado por fácies de texturas clásticas e abundância de *mudstones*, tendo os carbonatos mesoproterozóicos como formas transicionais entre os dois tipos. Apesar da predominância de termos clásticos no Neoproterozóico, destaca-se a ocorrência anômala de capas carbonáticas, as quais, de uma certa forma, seriam semelhantes aos *sea-floor precipitates* arqueanos, com seus cristais arborecentes de aragonita (Grotzinger & James 2000).

Outra diferença apontada seria no tipo de textura das laminações de estromatólitos o que aponta para distintos processos de formação. Nos estromatólitos arqueanos e mesoproterozóicos, predominam texturas relacionadas a precipitação *in situ* de aragonita e incrustações calcíticas. Já nos estromatólitos neoproterozóicos, predominam texturas microbianas de aprisionamento e cimentação de sedimentos inconsolidados. Essas diferenças são interpretadas como reflexo do decréscimo de fatores abióticos e concomitante aumento da atividade de esteiras microbianas no controle do crescimento estromatolítico o que daria lugar, ao final do Neoproterozóico, a ocorrência de trombolitos (formas estromatolíticas grumosas, sem laminação interna) associados aos primeiros metazoários com esqueletos carbonáticos - *Cloudina* e *Nannacalatus* (Grotzinger & James 2000).

A expansão evolutiva de seres planctônicos com esqueletos carbonáticos no Fanerozóico teria sido uma das principais causas de modificação na sedimentação carbonática e, conseqüentemente, no ciclo geoquímico do Carbono (Ridgwell et al. (2003).

No Pré-Cambriano, a sedimentação carbonática era essencialmente nerítica, associada à atividade de seres microbianos que viviam restritos à zona eufótica (em profundidades inferiores a 100 m) das plataformas continentais. Com o rebaixamento do nível do mar em uma centena de metros, possivelmente devido às glaciações, haveria apenas uma estreita faixa de plataforma sob condições fóticas, o que teria restringido a sedimentação carbonática por parte dos microorganismos bentônicos. Sob essas condições, o rebaixamento do nível do mar teria conduzido à saturação das águas neoproterozóicas em carbonato dissolvido, ao contrário do que deveria acontecer no Fanerozóico quando, após o surgimento dos foraminíferos e demais organismos com esqueletos, a diminuição da sedimentação carbonática nerítica seria compensada pela sedimentação pelágica, relacionada ao acúmulo das carapaças carbonáticas dos organismos planctônicos (figura 2).

A drástica redução da sedimentação carbonática, com a diminuição do nível do mar durante as glaciações, poderia ser também, ao mesmo tempo, causa e efeito da severidade das glaciações neoproterozóicas (Ridgwell et al. 2005). Por outro lado, a ausência ou presença restrita de glaciações antes do Neoproterozóico seria explicada pela inexistência de situação fisiográfica no globo terrestre como um todo, que gerasse brusca mudança no padrão de sedimentação carbonática como resposta a qualquer início de rebaixamento do nível do mar. No Mesoproterozóico, não teriam existidos as inúmeras áreas plataformais ao redor de massas continentais, o que teria ocorrido apenas no Neoproterozóico.

Nesse modelo é reforçada a relação da supersaturação em carbonato de cálcio da água dos oceanos ao rebaixamento global relativo do nível do mar e não a intensa lixiviação dos continentes sob atmosfera de efeitos estufa (*greenhouse*), imediatamente após os períodos glaciais, como causa da formação das enigmáticas capas carbonáticas, como proposto por Hoffman et al. (1998).

Resposta moderna do sistema a quedas no nível do mar

Potenciais estados iniciais do sistema no Neoproterozóico

Figura 2 – Esquema da sedimentação carbonática moderna comparado com o do Pré-Cambriano onde, no primeiro caso (A e B), a redução do nível do mar não implica diminuição da acumulação de carbonato de cálcio, compensada pelo acúmulo das carapaças dos organismos planctônico. Já no Pré-Cambriano (C e D), o rebaixamento do nível do mar implica diminuição das zonas neríticas e, na ausência de organismos planctônicos, ocorreria supersaturação em carbonato das águas oceânicas (extraído de Ridgwell et al. 2003).

2.3.1. Capas carbonáticas

A presença de rochas carbonáticas sobre diamictitos sempre foi uma questão intrigante entre os pesquisadores que trabalhavam com sucessões pré-cambrianas e documentadas em diversas regiões do globo terrestre (Schermerhorn, 1974; Deynoux & Trompette 1976, Williams 1979, Walter & Bould 1983, Tucker 1986b).

Tal fato conduziu ao questionamento da origem glacial da maioria destes depósitos, os quais foram interpretados sob o contexto de sedimentação de tectônica ativa, associados a fluxos gravitacionais de sedimentos em bacias do tipo rifte (Schermerhorn 1974, Hambrey & Harland 1985), resultantes de retrabalhamento de depósitos carbonáticos pré-glaciais (Fairchild 1993), e até mesmo a possibilidade dos diamictitos terem sido originados a partir de impactos de meteoritos (Oberbeck et al. 1993).

Mas a possibilidade das capas recobrirem depósitos glaciais demonstraria que seriam registro de bruscas mudanças ambientais (Williams 1979) e até a base para a comprovação da hipótese *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman et al. 1998).

Os carbonatos que recobrem diamictitos receberam denominações diversas, tais como *cap dolostone* (Williams 1979), *pink-dolomites*, *tepee dolomites*, e geralmente apresentam cores avermelhadas e características sedimentológicas semelhantes, como cristais arborescentes de calcita (pseudomorfos de aragonita), laminações milimétricas, por vezes fenestrais, estruturas que lembram *tepees*, estromatólitos, estruturas tubulares (*tubestones*), presença de barita, textura peloidal e marcante ritimicidade (Peryt et al. 1990, Fairchild 1993, Kennedy 1996, James et al. 2001, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira et al. 2003).

As capas carbonáticas são também caracterizadas pela presença de valores negativos de isótopos de C, geralmente com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de -5‰ .

A distribuição das capas carbonáticas entre as mais diferentes sucessões neoproterozóicas e reunião de distintas e atípicas características sedimentares indicam que esses carbonatos representam conjunção de circunstâncias globais não usuais, que teriam levado à supersaturação em carbonato de cálcio das águas oceânicas. Hipóteses formuladas agrupam-se na interpretação de congelamento seguido de rápido descongelamento do planeta (hipóteses *Snowball Earth* - Hoffman & Schrag 2002, ou

Slushball Earth - Kaufman 2007) ou por intenso e rápido descongelamento de clatratos – metano congelado (Kennedy et al. 2001b, Jiang et al. 2003).

As capas carbonáticas são restritas às sucessões glaciais neoproterozóicas, por sua vez amplamente distribuídas por todos os continentes na sua configuração atual (Evans, 2000), não sendo encontradas nos raros registros glaciais paleoproterozóicos, como o da Formação Gowganda (2,3 Ga) do Canadá (Young & Nesbitt, 1999) e nem nas unidades glaciais fanerozóicas. Já depósitos semelhantes são observados em sucessões arqueanas e paleoproterozóicas, como os precipitados radiais de aragonita dos Subgrupos Campbellrand-Malmani da África do Sul (Sumner & Grotzinger 2000).

Dada a ampla interpretação da origem pós-glacial e seu caráter global, a base da capa carbonática da Formação Nuccaleena (Enorama Creek Section - Flinders Range, Sul da Austrália) foi definida pela IUGS como GSSP – *Global Stratotype Section and Point* do Período Ediacarano, criado em 2004 (Knoll et al. 2004). A escolha do registro de um evento climático/geoquímico para marcar a base de um período, ao invés de registro fossilífero, como tem sido a prática para a subdivisão do Fanerozóico, deve-se à escassez de registro fossilífero do Pré-Cambriano e ao fato de não se ter ainda uma idade precisa para a primeira ocorrência conhecida de fósseis da Fauna de Ediacara. Apesar de existirem controvérsias quanto ao tipo de processo que teria dado origem à excursão negativa de valores de isótopos de C das capas carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002, Jiang et al, 2003), existe relativa unanimidade de seu caráter global relacionado a registro de rápida deglaciação.

2.3.1.1. Pseudomorfos de aragonita

Estrutura marcante das capas carbonáticas são as arborescências de pseudomorfos de aragonita, as quais têm como exemplo brasileiro as observadas em abundância na capa carbonática da Mina Samba em Sete Lagoas (MG), estudadas em detalhe, inicialmente, por Peryt et al. (1990).

As estruturas arborescentes da Mina de Samba (figura 3) foram originalmente interpretadas como cristais de gipsita calcitizados (Cassedane, 1984), porém as investigações petrográficas de Peryt et al. (1990) demonstraram que se tratava, originalmente, de cristais de aragonita fibrosa que foram substituídos por calcita, interpretação reforçada pela presença de teores elevados de Sr (ao redor de 3 000 ppm), que teriam precipitado diretamente da água do mar. Já sob influência da hipótese *Snowball Earth*, esses carbonatos foram interpretados como capa por Kaufman et al. (2001) e Vieira

et al. (2007) e datados, pelo método Pb-Pb, em 740 Ma (Babinski et al. 2007). Esta capa posiciona-se na base da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e não foi observado seu contato inferior, sendo apenas suposta a ocorrência de diamictitos do Grupo Jequitaí, atribuídos à Glaciação Criogênica Inferior (Sturtiana).

Depósitos semelhantes, de idade arqueana, são observados nos subgrupos Campbellrand-Malmani da África do Sul, nos *greenstones belts* Belingwe e Bulawayo (Zimbaue) e no Grupo Steeprock (Ontário, Canadá), entre outros, associados a estromatólitos (Sumner & Grotzinger (2000). Curiosamente, os primeiros estudos desses leques de cristais levaram a interpretação de constituírem pseudomorfos de gipsita, associados a ambientes evaporíticos. A ausência de evidência de outras formas evaporíticas, presença de elevados teores de Sr (acima de 3 000 ppm) e caracterização petrográficas conduziram a reinterpretação como pseudomorfos de aragonita.

A reinterpretação desses depósitos como sendo originalmente de aragonita (Sumner & Grotzinger 2000, Winefield 2000) foi fundamental para a formulação de novos modelos de composição química dos oceanos arqueanos, uma vez que se os cristais fossem originalmente de gipsita, o teor de HCO_3^- teria que ser inferior a duas vezes o teor de Ca^{2+} , para que ocorresse disponibilidade de cálcio para formação dos cristais de sulfato de cálcio. Por outro lado, a abundância de cristais de aragonita implica oceanos com abundância de HCO_3^- , porém não em quantidade superior à quantidade de Ca^{2+} , como seria de se esperar para a situação de “*soda ocean*”, quando as águas seriam predominante bicarbonatadas, ao invés de cloradas, e o pH entre 9 e 11, sob pCO_2 atmosférico baixo (Kempe & Degens 1985, Kempe & Kazmierczak 1990). Porém, o modelo de “*soda ocean*” implica baixos teores de Ca^{2+} , para justificar elevados teores de HCO_3^- na água, o que seria incompatível com o grande volume de rochas carbonáticas do final do Arqueano. Esta incoerência conduziu à formulação de modelo alternativo onde o pH seria entre 6,5 e 7,5, próximo ou levemente inferior ao atual, e o teor de HCO_3^- aproximadamente igual ou pouco superior a duas vezes o teor de Ca^{2+} (Grotzinger & Kasting 1993).

Os precipitados aragoníticos arqueanos e paleoproterozóicos poderiam ter se formado durante surgências marinhas episódicas, após condições de águas anóxicas profundas de elevada alcalinidade, que promoveriam o contato daquelas com águas superficiais ricas em cálcio (Grotzinger & Knoll 1995, Winefield 2000). Essas condições seriam possíveis em condições de águas oceânicas estratificadas, o que não teria ocorrido no mesoproterozóico e explicaria a ausência dos depósitos aragoníticos anômalos nesse intervalo de tempo.

O registro anômalo de formações ferríferas no Neoproterozóicas também poderia estar associado à quebra de estratificações oceânicas (Beukes & Klein 1993) e tem sido empregado como um dos argumentos para explicar a hipótese *Snowball Earth* por Kirschvink (1992), com a interpretação de que o enriquecimento de ferro dissolvido, em águas profundas, seria resultante do recobrimento do oceano por gelo por milhões de anos.

A formação dos cristais de aragonita, ao invés da formação de micrita, teria explicação na presença de íons de Fe^{2+} e Mn^{2+} que funcionariam como inibidores da nucleação carbonática e formação da micrita (Sumner & Grotzinger 1996). Essa associação é interessante para a capa carbonática de Samba (figura 3), uma vez que nos ciclos precipitados aragoníticos/*mudstone* laminado, as lamelas micríticas apresentam cor avermelhadas, o que indicaria que a concomitante retirada do ferro das águas, através da precipitação da hematita, teria fornecido as condições para nucleação e deposição da micrita. Laminações milimétricas, geralmente de cor mais escura, apresentam-se de forma ondulada, acompanhando o topo dos leques de pseudomorfos de aragonita, o que fornece aspecto estromatolítico. Nessas porções de *mudstones* laminados, há continuidade cristalográfica dos cristais de aragonita, processo esse que teria ocorrido após a sedimentação, mas que não alterou a laminação original. Sobre os *mudstones* laminados, ocorrem *mudstones* maciços (figura 3).

Figura 3. Detalhe dos ciclos: precipitados de aragonita - *mudstone* laminado – *mudstone* maciço da Mina Samba (base da Formação Sete Lagoas – Grupo Bambuí).

Os critérios petrográficos utilizados para interpretar a constituição primária dos cristais como aragonita são a natureza fibrosa e terminação reta e abrupta dos cristais

(Peryt et al. 1990) e a elongação dos cristais internos paralelos à elongação dos pseudomorfos indicam que são primários e não foram originados pela dissolução de cristal precursor (gipsita) e posterior precipitação, o que implicaria a ocorrência de estruturas de colapsos, as quais não foram observadas. Se tivessem sido originados por esse processo, o mosaico calcítico apresentaria características de preenchimentos de vazio e não apresentaria cristais alongados e paralelos ao alongamento dos pseudomorfos. A possibilidade de recristalização dos cristais também é descartada, já que seria de se esperar a presença de mosaicos calcíticos opticamente orientados. O que ocorre são mosaicos sem orientação cristalográfica, como observado também nos preenchimentos de cristais de estruturas arborecentes tanto arqueanas como nas demais capas carbonáticas neoproterozóicas. As terminações retas de cada cristal são também consideradas características distintivas de aragonita (Winefield 2000 e referências citadas), já que os cristais de gipsita teriam terminações pontiagudas

2.3.1.2. Estruturas *tepee-like*

As estruturas que lembram *tepees*, comumente encontradas nas capas carbonáticas, foram inicialmente interpretadas como associadas a ambiente de supramaré, como as estruturas *tepees* clássicas do Fanerozóico (Assereto & Kendall 1977, Kendall & Warren 1987). Porém, Hoffman & Schrag (2002) e Allen & Hoffman (2005) interpretaram estas estruturas como produto de fluxo oscilatório provavelmente em águas profundas, o que muda totalmente o contexto paleoambiental inicialmente interpretado como de águas rasas e sujeitas às exposições subaéreas para parte das capas carbonáticas.

Há ainda a interpretação de Pratt (2002), que atribui a sismos a suposta deformação que geraria essas estruturas, consideradas como de origem pós-deposicional. Desta forma, seriam diagenéticas e formadas alguns metros abaixo da interface sedimento-água, através do aumento do volume pela cristalização do cimento dolomítico microcristalino e migração de fluidos, os quais seriam a explicação para a presença de *sheet veins* na Capa Carbonática da Formação Nuccalena em Flinder Ranges, Sul da Austrália (Gammon et al. 2005).

2.3.1.3. Estruturas tubulares

Comumente são observadas também estruturas tubulares (*tubestones*) cuja origem é atribuída, por Kennedy et al. (2001a,b), a exalações de metano resultantes da desestabilização de clatratos, o que é também interpretado como a causa da deglaciação, por aumento de metano na atmosfera, e razão dos valores negativos de isótopos de C nas capas carbonáticas (Jiang et al. 2003, Kennedy et al. 2008).

Essas estruturas são também interpretadas como relacionadas ao crescimento estromatolítico (Hoffman et al., 2002 e Corsetti & Grotzinger, 2005) e o que chama atenção é o fato delas geralmente não ocorrerem no contato com os diamictitos, e sim alguns metros acima deste contato, como na Capa Carbonática de Mirassol do Oeste (Nogueira et al. 2003), sem nenhuma associação direta com possíveis corpos capazes de produção de gases, o que descarta a possibilidade de serem estruturas de escape, como as descritas por Murphy & Sumner (2008) para dolomitos arqueanos associados a microbialitos.

Estruturas semelhantes aos *tubestones* de capas carbonáticas foram descritos em sucessões carbonáticas neoproterozóicas não diretamente posicionadas sobre diamictitos. É o caso do Membro Bildah da Formação Buschmannsklippe aflorante na região de Gobabis, a oeste de Windhoek (Namíbia). A Formação Buschmannsklippe posiciona-se no topo do Grupo Witvlei, subjacente ao Grupo Nama. Essa formação encontra-se posicionada em discordância angular e erosiva sobre arenitos da Formação Court e além dos *tubestones*, associados a estromatólitos, ocorrem também as arborescências de pseudomorfos de aragonita em níveis superiores aos de estruturas tubulares (figura 4). Os *tubestones* são verticais e paralelos entre si, com 2,5 cm de diâmetro e até 2 metros de altura. Encontram-se vazios com as paredes de sílica ou quartzo e interpretados como originados por escape de gás ou água resultantes da compactação, em contexto sedimentar de planície de maré (Hegenberger 1993).

A observação de afloramentos da Formação Buschmannsklippe, por ocasião da reunião anual do IGCP-478, permitiu constatar que não há descontinuidade entre as paredes dos *tubestones* e as laminações (figura 4), o que implica em não constituírem estruturas de escape de gases. Essas estruturas são semelhantes às observadas na Serra da Bodoquena, na região de Morraria do Sul no contexto do Grupo Corumbá, e sugerem estarem relacionadas ao crescimento estromatolítico, com discussão mais detalhada no item 3.4 (pg. 74).

Figura 4 – *Tubestones* da Formação Buschmannsklippe (Namíbia), seção longitudinal (esquerda) e transversal (direita).

2.3.1.4. Pelotilhas

As pelotilhas são definidas como grãos arredondados homogêneos de micrita, com dimensões entre 10 e 60 μm (Adams & Mackenzie 2004). São muito comuns nas capas carbonáticas neoproterozóicas, onde ocorrem formando extensos e espessos depósitos. No Paleozóico, ocorrem camadas expressivas de pelotilhas em recifes do Triássico, Jurássico e Permiano, mas geralmente restritas a pequenos espaços, como cavidades esqueléticas, segundo revisão de Bosak et al. (2004).

As pelotilhas modernas são originadas como excrementos de animais. Pelotilhas semelhantes às pré-cambrianas apresentam raros análogos modernos, associadas a incrustações nos mucos de cianobactérias. As pelotilhas de sedimentos antigos são interpretadas como originadas em diferentes condições ambientais, como variações na composição química da água, remoção de inibidores cinéticos e ou aumento da temperatura, entre outras possibilidades genéticas, de tal forma que não podem ser empregadas como indicativas de condições ambientais ou processos biológicos específicos (Bosak et al. 2004)

Já as pelotilhas comumente observadas nas capas carbonáticas podem estar associadas à supersaturação em carbonato de cálcio atribuída ao ambiente formador, já que experimentos em laboratório, conduzidos por Bosak et al. (2004), demonstraram a formação dessas partículas em condições abióticas, porém supersaturadas, com índices de saturação muito superiores aos dos mares modernos. Segundo os mencionados autores, apesar da formação de pelotilhas ser possível sob condições abióticas, não se pode destacar a influência microbiana indireta como na nucleação e precipitação do carbonato na formação da pelotilha, tais como mudança do pH ou da alcalinidade da solução, introdução ou retirada de inibidores cinéticos e isolamento dos íons de cálcio e magnésio.

2.3.1.5. Considerações genéticas sobre as capas carbonáticas

Uma das primeiras interpretações a respeito das capas carbonáticas deve-se a Grotzinger & Knoll (1995), relacionada à quebra de estratificação de águas oceânicas e ascensão de águas anóxicas hiperalcalinas. Estariam, assim, relacionadas a significativo evento transgressivo sobre superfícies previamente trabalhadas pela glaciação (Knoll & Walter 1992), o que explicaria sua ampla distribuição pelo globo terrestre, não restrita apenas ao recobrimento de depósitos glaciogênicos. Toma-se o exemplo da Capa Carbonática de Samba (Minas Gerais) e de Morraria do Sul (Mato Grosso do Sul), onde as capas encontram-se sobre o embasamento, ou mesmo em situações estratigráficas sem

nenhuma relação com depósitos glaciogênicos, como é também a situação da da Formação Buschmannsklippe (Grupo Witvlei) na Namíbia (Hegengerger 1993).

A formação das capas carbonáticas tem sido considerada como um processo relativamente rápido, resultante do intemperismo pós-glacial de rochas siliciclásticas e carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002), o que seria ainda mais intensificado pela dissolução das plataformas carbonáticas expostas com o rebaixamento do nível do mar durante as glaciações.

No modelo *Snowball Earth* (Hoffman et al. 1998), a diminuição do intemperismo das áreas continentais, devido à cobertura por gelo, teria levado ao aumento dos níveis de CO_2 atmosférico para 12 000 ppm (atualmente é aproximadamente 366 ppm), o que teria causado condições extremas de efeito estufa com rápido degelo, sob condições de chuvas ácidas, o que teria levado à extrema alcalinidade das águas oceânicas, como consequência da intensa lixiviação das áreas continentais, e relativamente rápida formação das capas carbonáticas.

Explicação alternativa, para origem das capas carbonáticas, seria a de que o efeito estufa e alta alcalinidade das águas pós-glaciais seriam devido ao aumento do gás metano na atmosfera devido ao descongelamento de clatratos, ocasionada pela subida do nível do mar global (Kennedy et al. 2001b). Grande parte do metano exalado seria oxidado na interface sedimento-água, com geração da alcalinidade necessária para formação das capas carbonáticas e não pelos intensos processos de lixiviação continental supostos no modelo *Snowball Earth* de Hoffman et al. (1998). O modelo de descongelamento de clatratos não explica, no entanto, como se daria o início do degelo (Jacobsen 2001), o qual poderia estar associado aos processos de rifteamento.

Durantes os ciclos glaciais, tem sido interpretado que a concentração de gás carbônico na atmosfera teria sofrido amplas variações, porém a relação com a sedimentação carbonática não é tão clara assim. Estudos recentes em oceanos modernos têm demonstrado interpretações contrárias quanto ao efeito da sedimentação carbonática frente às variações de concentração de gás carbônico (Elderfield 2002). A resposta da sedimentação carbonática como processo de seqüestro de carbono não é tão rápida como o processo de sedimentação de matéria orgânica, em virtude dos íons C envolvidos no processo de sedimentação virem do ânion HCO_3^- presente nos oceanos. Dois mols de HCO_3^- reagem com um mol de Ca^{2+} para precipitar um mol de CaCO_3 , liberando um mol extra de C na forma de CO_2 , de tal forma que a precipitação de carbonato de cálcio, de imediato, é mais uma fonte de CO_2 para a atmosfera do que um sumidouro de C, o que

somente passa a ser numa escala de tempo maior, na casa de milhões de anos, com a formação e soterramento contínuo de expressivos depósitos de rochas carbonáticas.

2.3.2. O “Problema Dolomito” e organogênese

Os dolomitos são abundantes no Pré-Cambriano e início do Paleozóico e praticamente inexistentes no Neógeno e Paleógeno (Given & Wilkinson 1987).

Outra característica intrigante é o fato de não se conseguir obter precipitação inorgânica de dolomita, sob condições de pressão e temperatura esperadas no ambiente sedimentar (Land 1998), o que conduziu Fairbridge (1957) a criar a expressão “*dolomite question*” mais tarde modificada para “*dolomite problem*” (McKenzie 1991), devido à sua gênese em ambientes naturais ser um dos enigmas das Geociências, que apenas começou a ser desvendado dez anos atrás, através da formulação de modelos organogênicos de dolomita primária (Vasconcelos et al. 1995, Wright 1997, 2000, Wright & Wacey 2005).

Apesar de não se conseguir sintetizar dolomita em laboratório, em condições normais de pressão e temperatura, qualquer sólido de carbonato de cálcio, sob essas condições, é dolomitizado. Porém, essa dolomitização ocorre através de processos de substituição, não por precipitação direta, primária (Lippmann 1973). Outra questão enigmática é o fato das águas dos mares modernos serem supersaturadas em dolomita, na ordem de uma a duas ordens de magnitude, mas a dolomita raramente é precipitada, o que é atribuído a presença de barreiras químicas (Land 1998).

Os inibidores químicos para formação de dolomita, em condições de águas superficiais, são: a) alta energia de hidratação do Mg^{2+} ; b) baixa atividade do ânion CO_3^{2-} e c) presença, mesmo em pequenas concentrações, de sulfato. A alta energia de hidratação do cátion de magnésio faz com que esses íons permaneçam ligados aos átomos de oxigênio de seis moléculas de água, com a formação de um dipolo que exige grande quantidade de energia para ser removido. Desta forma, há a formação de uma redoma no cátion que impede a ligação com o ânion de carbonato. Sob baixa concentração de sulfato, há também a formação do composto $MgSO_4$ de forte ligação natural o que impede a disponibilidade do íon magnésio em solução. Para a precipitação primária de dolomita, é necessário romper essas barreiras químicas, o que pode ocorrer pela elevação do pH, o que não é tão comum sob condições naturais de águas superficiais (Wright, 1997; Wright 2000, Mazzulo, 2000 e referências citadas).

A evolução dos conhecimentos a respeito da formação dos dolomitos passa atualmente por um importante marco, com a constatação de precipitação de dolomita

através da ação de bactérias redutoras de sulfato em lagunas costeira do Município de Lagoa Vermelha (Rio de Janeiro, Brasil) por Vasconcelos et al. (1995). Este trabalho deu origem a uma linha de interpretação organogênica, que vem permitindo explicar melhor a origem dos dolomitos (Wright 1997, Vasconcelos & McKenzie 1997, Wright & Wacey 2005) e se aplica aos dolomitos presentes no contexto da Faixa Paraguai Meridional (Formação Bocaina – Grupo Corumbá), como demonstrado adiante na presente tese.

Antes da formulação dos modelos organogênicos, as hipóteses propostas para origem dos dolomitos eram essencialmente relacionadas à uma origem secundária, através de processos de substituição de sedimentos carbonáticos previamente formados, geralmente associados à circulação de grande quantidade de fluidos entre os sedimentos já depositados.

Os modelos genéticos de dolomitização, interpretados antes do modelo organogênico, têm por base a circulação de grande quantidade de fluidos nos sedimentos carbonáticos, dentro da concepção de que os dolomitos seriam originados a partir de processos de substituição, sendo assim secundários. A possibilidade de origem primária era descartada principalmente devido ao fato de se considerar que dificilmente ocorreria a precipitação primária de dolomita, em função das barreiras cinéticas presentes nos ambientes naturais (Baker & Kastner 1981).

A concepção de origem dos dolomitos através de processos de substituição remonta aos estudos pioneiros das Montanhas Dolomita no norte da Itália. Segundo revisão história de McKenzie & Vasconcelos (2009), essas montanhas chamavam a atenção pelo destaque no relevo e pela presença de rochas carbonáticas diferenciadas, pela primeira vez notificadas pelo geólogo italiano Giovanne Arduino (1713-1795). Estudos posteriores conduzidos pelo geólogo e mineralogista francês Déodat de Dolomieu (1750-1817) chamaram atenção ao fato dessas rochas carbonáticas não efervescerem ao HCl diluído, como era conhecido para os calcários calcíticos, e um ano após a publicação de seu trabalho (de Dolomieu 1791 apud McKenzie & Vasconcelos 2009), Nicolas-Téodore de Saussure (1767-1845) apresentou resultados de análises químicas e denominou as rochas de “dolomie” em homenagem ao seu colega, nome esse depois passado para a versão inglesa “dolomite”, como é amplamente conhecido atualmente e que passou também a ser o nome das montanhas onde foram inicialmente estudados.

Foi, no entanto, com o trabalho do Barão Ferdinand F. von Richthofen (1833-1905), com sistemática análise estratigráfica das Montanhas Dolomites, com a aplicação da “coral-reef hypothesis” e seu corolário de substituição secundária de rochas calcárias previamente

formadas, que se iniciaram as formulações de modelos de dolomitização secundária (McKenzie & Vasconcelos 2009).

Nos anos setenta do século XX, o modelo de dolomitização mais aceito era o relacionado a ambiente litorâneo evaporítico (*sabkha*), mas trabalhos posteriores (Tucker & Wright 1990, McKenzie 1991, Purser et al. 1994) demonstraram que esse modelo não podia ser generalizado para todos dolomitos. Surgiram então novas propostas diferenciadas quanto ao tipo de fluxo, como o modelo de refluxo (*seepage-reflux*) e o de Coorong, ambos associados a ambientes evaporíticos.

Já os dolomitos originados em ambientes sem evidência de processos evaporíticos foram relacionados ao modelo de “zona de mistura” de águas meteóricas com a água do mar, onde a diluição da água do mar seria o princípio físico-químico que permitiria a precipitação da dolomita. Esse modelo, também conhecido como “*Dorag*”, foi questionado pelo fato de não ter sido comprovada a precipitação de dolomita em zonas de misturas e devido aos fluidos de mistura água doce/ água do mar raramente se encontrarem saturados em dolomita (Fowles 1991). Modelo alternativo criado à época foi o de dolomitização por soterramento, no qual os fluidos ricos em Mg^{2+} teriam origem a partir de argilitos durante o soterramento da bacia sedimentar.

Em síntese, Tucker & Wright (1990) dividiram os modelos em cinco categorias: litorâneo evaporítico (*sabkha*), refluxo (*seepage-reflux*), zona de mistura (água do mar/água meteórica), circulação de água oceânica e hidrotermal. Os quatro primeiros modelos são penecontemporâneos (eodiagenéticos) e relacionados a processos superficiais, já o último (hidrotermal) seria relacionado a processos pós-deposicionais, durante o soterramento dos sedimentos.

Os modelos físico-químicos e hidrológicos são controvertidos e não explicam a irregularidade no registro de dolomitos ao longo do tempo geológico e sua abundância no Pré-Cambriano, assim como não explicam como os inibidores químicos para formação de dolomita seriam anulados (Hardie 1987, Wright 1997, 2000, Wright & Wacey 2005).

A interpretação de que a dolomitização ocorreria devido à evaporação, o que seria a causa do aumento da razão Mg/Ca, foi colocada como improvável devido ao decréscimo do ânion CO_3^{2-} como íon livre (Lippman 1973), ao ponto de que a associação de dolomitos com ambientes evaporíticos pode ser considerada coincidência e não causa. Por outro lado, ambientes evaporíticos modernos são frequentemente colonizados por cianobactérias e os dolomitos antigos encontram-se frequentemente associados a estromatólitos (Wright 1997),

o que conduz à interpretação de que a dolomitização estaria associada mais à proliferação de cianobactérias do que ao ambiente evaporítico propriamente dito.

Em trabalhos anteriores, citados por Wright (1997), já era mencionada a importância da decomposição de cianobactérias no controle da formação de dolomitos. Experimentos já haviam demonstrado que bainhas e mucilagem de cianobactérias podem concentrar Mg^{2+} em níveis três vezes superiores ao normalmente encontrado na água do mar (Gebelein & Hoffman 1973). As bainhas são mais resistentes do que as células e permanecem por longo tempo após a degradação das mesmas e Gebelein & Hoffman (1973) calcularam que 2 mm de esteiras microbianas poderiam produzir lâminas de 1 mm de dolomito. Baker & Kastner (1981) colocaram a necessidade de remoção do sulfato para a precipitação de dolomita e que essa remoção poderia ocorrer através da atividade de bactérias redutoras de sulfato durante o processo de decomposição de esteiras microbianas.

Duas linhas de abordagem mostraram-se promissoras para explicar a presença abundante de dolomitos no Neoproterozóico, que se destacam pela preservação das estruturas originais uma seria relacionada à interação microbiana (geomicrobiologia) e outra com as variações seculares da composição da água do mar (Corsetti et al. 2006), sendo que a primeira é a que tem recebido mais seguidores.

As hipóteses de remoção da barreira química do sulfato pela ação de bactérias redutoras de sulfato, encontrou grande impulso com a comprovação desse processo em ambiente moderno, na Lagoa Vermelha (Rio de Janeiro, Brasil) por Vasconcelos et al. (1995), o que demonstrou que a degradação microbiana da matéria orgânica e, particularmente, a ação de bactérias redutoras de sulfato em níveis anóxicos, logo abaixo das superfícies de crescimento das cianobactérias, promoveriam as modificações bioquímicas e remoção das barreiras cinéticas para a formação de dolomitos (Vasconcelos & McKenzie 1997).

Segundo o modelo organogênico, ou modelo de dolomitização microbiano (Vasconcelos & McKenzie 1997), o magnésio concentrado nas bainhas orgânicas das cianobactérias seria liberado durante a degradação das esteiras microbianas, em soluções livre de sulfato, sob condições elevadas de atividade iônica, propícia à formação da dolomita (Wright 2000). A diminuição do sulfato na água ocorreria pela ação de bactérias redutoras de sulfato em ambiente anóxico. Através desse modelo, a explicação para abundância de dolomitos no Pré-Cambriano e relativa ausência no Fanerozóico seria em função da relativa grande presença de comunidades microbianas (estromatólitos) no Pré-Cambriano e o declínio dessas no início do Fanerozóico. Esta associação também explicaria a maior

abundância relativa de dolomitos em relação aos calcários calcíticos no Pré-Cambriano, onde os dolomitos encontram-se em fácies sedimentares de águas rasas (sub e intermarés) e os calcários em fácies de águas relativamente mais profundas (Wright 1997).

O modelo proposto por Wright (1997, 2000) e Wright & Wacey (2005) tem por base a observação da concentração de magnésio e aumento da alcalinidade com intensa redução de sulfato por atividade bacteriana e degradação de cianobactérias nas lagoas Coorong, no Sul da Austrália. A quebra enzimática das proteínas, na decomposição da matéria orgânica, libera amônia o que promove a elevação do pH e da alcalinidade a níveis esperados para precipitação de dolomita (Wright 1997). O processo bioquímico ocorreria logo abaixo da interface sedimento/água, com a contínua modificação bioquímica da água intersticial. Esse mesmo autor examinou também estromatólitos arqueanos do tipo *Conophyton* da África do Sul e constatou aumento da presença de cristais de dolomita autigênica em matriz calcítica, acompanhada do progressivo aumento da desintegração de bainhas de cianobactérias. Em porções de total degradação das bainhas, observou doloesparito sem nenhuma evidência da origem microbiana. Relação semelhante foi também observada em amostras de silicificação diagenética precoce de sedimentos microbianos da Formação Eilean Dubh (NW da Escócia), onde a dolomitização foi interpretada como ocorrida nos estágios iniciais da diagênese, sendo que todos os estágios dessa evolução diagenética foram preservados pela silicificação, onde se observa a progressiva degradação das esteiras de cianobactérias concomitante à formação de romboedros de dolomita.

O modelo organogênico de formação de dolomita passou por uma nova fase de teste, relacionada a precipitação de dolomita com uso de bactérias redutoras de sulfato obtidas em lagoas modernas (Vasconcelos & McKenzie 1997, Warthmann et al. 2000, Van Lith et al. 2003; Wright & Wacey 2005). Nesses experimentos, foi comprovada a superação das barreiras cinéticas através da atividade de bactérias redutoras de sulfato em concentrações de matéria orgânica, pela remoção do sulfato, liberação de íons de magnésio e cálcio e aumento da concentração de carbonato, e que esse processo, que ocorre em águas intersticiais logo abaixo da interface sedimento-água, poderia ser extrapolado para plataformas dolomíticas do passado, em situações em que a biota era predominantemente microbiana bêntica. Esses estudos demonstraram também que as severas condições evaporíticas seriam responsáveis pela concentração das bactérias e, portanto, a formação da dolomita encontra-se ligada mais à ação das bactérias do que às condições evaporíticas, apesar da alta salinidade também ser responsável pela formação de dolomita pelo decréscimo da energia de hidratação dos íons de magnésio e cálcio (Lippmann, 1973; Wright, 1997; Van Lith et al. 2002).

Estudos desenvolvidos pelo grupo de A. Nédélec (Université Paul Sabatier, Toulouse, França) têm permitido interpretar que os dolomitos das capas pós-marinoanas de Bwipe (Ghana África ocidental) e de Mirassol do Oeste (Sudeste do Craton Amazônico) teria se formado por mediação microbiana (Font et al. 2007; Nédélec et al. 2007). Segundo esse modelo, é interpretado que os dolomicritos teriam se originado pela ação de bactérias redutoras de sulfato em ambiente anóxico, evidenciado pelo baixo teor relativo de Ce, e por valores de $\delta^{13}\text{C}$ semelhantes aos encontrados em dolomitos recentes em zona de redução de sulfato (Mazullo 2000).

A tentativa de interpretar a origem secundária dos dolomitos da Formação Bocaina com base nos modelos de circulação de fluidos, não teve sucesso (Boggiani 1998). Já modelo de formação de dolomitos associados à atividade microbiana de Wright (1997, 2000, Wright & Wacey 2005) se aplica perfeitamente, como discutido adiante, para os dolomitos da Formação Bocaina de tal forma que o “Problema Dolomito”, como colocado em décadas passadas, encontra-se em fase de solução, apesar de ainda ser necessário elucidar o grau de eficiência relativa entre os processos de redução de sulfato e metanogênese como fator preponderante na dolomitização (Mazzulo 2000).

2.3.3. Aplicação do estudo de isótopos de C e O e de razões de Sr

Em 1975, Manfred Schidlowski descobriu a existência de enriquecimento de ^{13}C em sedimentos carbonáticos paleoproterozóicos na Província de Lomagundi (Schidlowski et al. 1983), o que despertou o interesse para investigação de isótopos estáveis em demais sucessões carbonáticas neoproterozóicas. A continuidade desses estudos levou à constatação de significativa amplitude dos valores de isótopos de C, o que não se constata nas sucessões fanerozóicas, e que essas variações poderiam ser empregadas como ferramenta estratigráfica, em função da escassez de dados bioestratigráficos. Essa fase pioneira dos estudos quimiostratigráficos neoproterozóicos (Magaritz et al. 1986, Knoll et al. 1986; Tucker 1986a) já sinalizava para o uso futuro dos isótopos de C para correlações estratigráficas (Knoll & Walter 1992). Atualmente, ocorre amplo uso de estudos de isótopos de C e O, juntamente com os de Sr, com construções de curvas de variações globais neoproterozóicas (Walter et al. 2000, Halverson et al. 2005, 2007) e aplicação dessas em estudos estratigráficos.

A possibilidade das relativas grandes variações dos valores de isótopos de C terem como causa alterações diagenéticas pós-deposicionais foram descartadas com o detalhado trabalho de Kaufman & Knoll (1995), a partir do qual diversas investigações foram realizadas com o objetivo de se obter uma seqüência de estudos petrográficos e geoquímicos para

aferição dos valores primários de isótopos de C, assim como dos de Sr. Recentemente, porém, novos estudos passaram a questionar a origem de algumas anomalias, como a de Shuram-Wonoka, com valores muito empobrecidos em ^{13}C , com $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB-V}}$ por volta -12‰ (Fike et al., 2006; Le Guerroué et al. 2006a,c; Melezhik et al., 2008), interpretadas como originadas por alteração diagenética (Knauth & Kennedy 2009) ou por alterações pós-deposicionais após soterramento, através da interação de fluidos com a rocha (Derry 2010), o que é motivo ainda de intensos debates (Le Guerroué & Cozzi 2010).

A partir da constatação de que, nos processos biológicos de fixação de carbono, ocorre concentração de ^{12}C com relação ao ^{13}C , tem sido possível também inferir o grau de participação desses processos ao longo da sedimentação carbonática a partir da investigação desses isótopos (Schidlowski 2002), partindo-se do princípio de que valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de -5‰ , valor próximo à contribuição das emanções vulcânicas submarinas, estariam relacionados à atividade biológica nula.

A ausência de vida, e correspondente retirada de ^{12}C das águas oceânicas, teria proporcionado a deposição de carbonatos com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ similares aos do carbono primordial, ou seja, ao redor de -5‰ (Broeker 1970), semelhante ao obtido de emanções hidrotermais de CO_2 (Des Marais & Moore 1984) e das cadeias meso-oceânicas (Kump 1991).

O raciocínio acima exposto tem conduzido a uma associação simplista de valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos a glaciações globais, com a interpretação de que a baixa ou nula atividade biológica seria uma consequência do congelamento dos oceanos (Hoffman & Schrag 2002). Essas interpretações têm sido aplicadas até mesmo em sucessões carbonáticas sem evidências sedimentológicas de deposição glacial, porém a causa dessas incursões negativas, associadas ou não a depósitos glaciais, é ainda controversa.

A constatação das variações significativas de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozóico deu início a uma nova fase de estudos das sucessões neoproterozóicas, principalmente após Kaufman & Knoll (1995) terem demonstrado que as assinaturas isotópicas de C, O e Sr de carbonatos refletem as da água dos oceanos no momento da deposição. A partir destes estudos, as investigações quimioestratigráficas passaram a constituir importante ferramenta para correlações estratigráficas e refinamento da subdivisão do Neoproterozóico, como também para estudo das mudanças globais que teriam ocorrido neste intervalo de tempo.

Com base nestas premissas, investigações de isótopos de C, O e de Sr foram realizadas no Grupo Corumbá, em conjunto com levantamentos estratigráficos, quando se

obteve a constatação de incursão positiva de valores de $\delta^{13}\text{C}$ na Formação Tamengo (Boggiani et al. 1996a, 1997), relacionada à incursão ediacariana encontrada em demais seqüências neoproterozóicas, como já sugeriam os dados obtidos anteriormente por Zaine (1991), Chang et al. (1994) e Kawashita (1996). Uma sutil incursão negativa na base da Formação Tamengo também foi identificada (Boggiani et al. 1997, Boggiani 1998) e associada, nos mencionados trabalhos, a possível evento glacial. Detalhamento posterior foi feito e discussão sobre essa incursão negativa, principalmente com relação a vir ou não ser reflexo da incursão global Shuram-Wonoka, foi publicada recentemente (Boggiani et al. 2010) e discutida na presente tese.

Estudos quimioestratigráficos foram também aplicados com sucesso em demais sucessões neoproterozóicas da América do Sul, como as coberturas neoproterozóicas dos grupos Bambuí e Una no Cráton de São Francisco (Misi & Veizer 1996, Chang 1997, Santos et al. 2000) indicando que estas seqüências seriam mais antigas do que aquelas encontradas na Faixa Paraguai. No Uruguai, destacam-se os trabalhos de Gaucher (1999, 2000) e Gaucher et al. (2003, 2004, 2009), inclusive com correlações, com base nos valores de isótopos de C, entre os grupos Arroyo del Soldado e Corumbá.

Em sua maioria, os estudos de carbonatos empregam investigações conjuntas de isótopos de C, O e Sr e caminham para aferição das curvas de variação global, sendo a mais atualizada a apresentada por Halverson et al. (2007).

Enquanto as razões de Sr apresentam valores em crescimento homogêneo e crescente ao longo das unidades carbonáticas neoproterozóicas, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam flutuações entre valores negativos e positivos sem registro similar em outro intervalo de tempo.

A profusão de investigações de isótopos sobre sucessões carbonáticas, em especial nas neoproterozóicas, advindas pelo interesse dos estudos de mudanças globais e de maior disponibilidade laboratorial para análises, tem possibilitado a obtenção de número relativamente alto de dados, muitos porém sem critérios para coleta de amostras mais preservadas. Diante dessa situação, Fairchild & Kennedy (2007) chamam novamente a atenção para o cuidado na obtenção de amostras para estudos isotópicos, a fim de se evitar valores alterados após a deposição, seja pelo metamorfismo ou mesmo pela diagêneses, como apontado recentemente por Derry (2010).

Em estudo recente (Knauth & Kennedy 2009), foram compilados milhares de dados disponíveis de isótopos de C e O neoproterozóicos e comparados com os do Fanerozóico. Nesse estudo é questionada a interpretação de variação global na composição da água do

mar como causa das incursões negativas de isótopos de C e, principalmente, a premissa de que as variações dos isótopos de C no Neoproterozóico seriam relativamente maiores do que no Fanerozóico.

Ao comparar os valores de isótopos de C e O do Neoproterozóico e do Fanerozóico (Knauth & Kennedy 2009), interpreta-se que as incursões seriam diagenéticas, porém não foram diferenciados os valores do Fanerozóico que poderiam ter sido alterados por eventos pós-deposicionais, enquanto que alguns estudos desenvolvidos para o Neoproterozóico, por exemplo os de Le Guerroué et al. (2006a,b,c), Le Guerroué & Cozzi (2010) e Fike et al. (2006), entre outros, apresentam detalhada aferição sobre a preservação dos valores originais, considerados, portanto, primários.

As anomalias apontadas por Knauth & Kennedy (2009) em sucessões fanerozóicas, como argumentado por Le Guerroué & Cozzi (2010), teriam sido causadas por alterações diagenéticas, já que sistematicamente são observadas abaixo de superfícies erosivas ou de inundação, onde as alterações meteóricas seriam mais comuns, e os dados bioestratigráficos permitem o estabelecimento de quadros temporais robustos que demonstram claramente serem as incursões fanerozóicas diacrônicas e não globais, ao contrário das neoproterozóicas, que provavelmente seriam globais e, assim, passíveis para uso em correlações e estudo da evolução neoproterozóica.

2.3.3.1. Variações de valores de isótopos de C no Neoproterozóico.

Em revisão de Fairchild & Kennedy (2007), foi apontada que a origem das incursões negativas de isótopos de C é ainda tema controvertido, com diversas hipóteses, como ausência de atividade biológica (Hoffman et al. 1998), fracionamentos controlados pela temperatura ou alcalinidade (Higgins & Schrag 2003), surgências marinhas de águas profundas empobrecidas em ^{13}C (Grotzinger & Knoll 1995), desestabilização de clatratos (metano congelado) (Kennedy et al. 2001a,b; Jiang et al. 2003) e oxidação de grandes quantidades de matéria orgânica previamente soterrada (Fike et al. 2006), sem descartar a possibilidade de algumas incursões negativas serem associadas a alterações diagenéticas (Derry 2010).

Recentemente, vem sendo muito discutida a questão da existência ou não da anomalia Shuram/Wonoka, caracterizada por valores de $\delta^{13}\text{C}$ de até -12‰ , considerados primários e relacionados a francos eventos transgressivos ocorridos ao final do Neoproterozóico, que teriam proporcionado intensa oxidação de grandes quantidades de matéria orgânica acumulada previamente em águas profundas (Le Guerroué et al. 2006a,c; Le Guerroué & Cozzi 2010), associada a evento global de oxigenação oceânica ediacarana

(Fike et al. 2006). Porém, essa hipótese não explica a consistência de valores tão negativos por relativamente grande espessura de sedimentos carbonáticos, que representariam que esse estado de equilíbrio poderia ter perdurado por intervalo de tempo relativamente maior, de dezenas de milhões de anos.

Com relação específica às capas carbonáticas, duas hipóteses se destacam entre as demais. A primeira relaciona-se ao drástico declínio na atividade biológica devido a congelamento total ou parcial do globo terrestre - hipótese *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman et al. 1998, Hoffmann & Schragg 2002). Na outra, não relacionada às drásticas mudanças geoquímicas globais dos oceanos, a incursão negativa dos isótopos de C é associada a desestabilização de hidratos de metano (clatratos), que teria ocorrido em eventos transgressivos após os eventos glaciais (Kennedy et al. 2001a, Jiang et al. 2003), sem a necessidade de que as calotas de gelo se ampliassem até o Equador ou próximo dele. A intensa liberação de metano também explicaria a origem da atípica sedimentação das capas carbonáticas, a qual seria decorrente do aumento da alcalinidade das águas oceânicas, o que tem por base a constatação da precipitação de carbonatos em ambientes de exsudação modernos e antigos de metano, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores que $-25,0\text{‰}$, chegando até a $-50,0\text{‰}$ (Jiang et al 2003).

Já as demais incursões negativas, como a de Shuram/Wonoka e a do limite Pré-Cambriano-Cambriano, ou mesmo a do limite do Permiano com o Triássico, teriam explicações distintas das incursões relacionadas às capas carbonáticas, e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente mais negativos do que -5‰ , geralmente encontrados nas capas carbonáticas.

Os dados obtidos de isótopos de C, O e Sr para o Grupo Corumbá, são coerentes com os observados nas demais seções neoproterozóicas, principalmente os valores negativos de isótopos de C na possível capa carbonática do Morro do Puga (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani et al. 2003) e incursão negativa seguida de incursão positiva de isótopos de C, associada à ocorrência de *Cloudina*, constatada na Formação Tamengo e discutida adiante.

3. Sedimentação autigênica nas unidades da Faixa Paraguai Meridional

Os estudos em desenvolvimento, nas unidades da Faixa Paraguai e cobertura cratônica adjacente (figura 5), têm demonstrado a influência de sedimentação autigênica associada a processos transgressivos com ascensão de águas profundas, provavelmente associadas a surgências marinhas (*upwellings*), em diversas ocasiões ao longo da história sedimentar das bacias ali presentes, relacionadas a evolução de riftes.

Essa correntes ascendentes teriam estado presentes ao final da sedimentação da Formação Puga, durante pausa na sedimentação terrígena, com condições geoquímicas propícias à deposição de formações ferríferas, como a observada em Bodoquena, na Fazenda São Manoel (Piacentini et al. 2007, Piacentini 2008).

Não há evidências seguras que possibilite correlacionar o evento de sedimentação ferrífera da Formação Puga com o que gerou os depósitos de ferro e manganês do Grupo Jacadigo (Maciço de Urucum), até porque não se descarta a possibilidade de sedimentação do Grupo Jacadigo sob condições marinhas restritas, ou até mesmo lacustre, sem influência glacial (Trompette et al. 1998, Freitas 2010), acrescido ao fato de não se ter correlações cronoestratigráficas entre as unidades.

As capas carbonáticas encontradas no Morro do Puga (Mato Grosso do Sul) e em Mirassol do Oeste (Mato Grosso), nos contextos de sedimentação, respectivamente, dos grupos Corumbá e Araras, não apresentam elementos que possibilitem correlação estratigráfica segura, além de serem diferentes em suas características litológicas e faciológicas. De qualquer forma, essas unidades carbonáticas sobre diamictitos representam marcante evento transgressivo na sedimentação dessas bacias, cronocorrelatos ou não.

Novo evento transgressivo, também associado a correntes marinhas ascendentes, teria deixado seu registro no topo da Formação Bocaina (Grupo Corumbá) e proporcionado a deposição de rochas fosfáticas (Boggiani et al. 1993), associadas a possível dolomitização primária sob influência de atividade microbiana (Boggiani et al. 2008).

Com base no quadro apresentado, demonstra-se que as unidades sedimentares da porção sul da Faixa Paraguai estiveram mais sujeitas a influências de correntes oceânicas do que as da porção norte. Essa diferença reforça a idéia de evolução sedimentar distinta no espaço ou mesmo no tempo entre as unidades da porção norte e porção sul, cujas correlações requerem, ainda, estudos mais aprofundados, já que são escassas as datações absolutas para ambas as regiões, mas explicaria, em parte, a não observação de fosforitos e extensos depósitos de Mn e Fe nas unidades setentrionais da Faixa Paraguai.

Figura 5 – Esquema geológico da Faixa Paraguai e cobertura cratônica.

3.1. Estratigrafia da Faixa Paraguai Meridional e cobertura cratônica

Em toda extensão da Faixa Paraguai e cobertura cratônica, ocorrem exposições de diamictitos atribuídos genericamente à Formação Puga, interpretados como glaciogênicos e provavelmente relacionados à Glaciação Criogeniana Superior – Marinoana (Alvarenga & Trompette 1992), que teria finalizado por volta de 635 Ma (Hoffman et al. 2004; Condon et al. 2005).

As únicas datações absolutas disponíveis para a Formação Puga são as obtidas a partir de datação pelo método SHRIMP de zircão detrítico de amostras coletadas em exposições dessa unidade na porção sul da Faixa Paraguai, entre os quais a idade mais jovem foi de 706 Ma (Babinski et al. 2008b), o que não possibilita excluir nenhuma das possibilidades previstas para os eventos glaciais globais, podendo, portanto, ser atribuída idade criogeniana inferior (sturtiano) ou criogeniana superior (marionano), ou mesmo ediacarana (gaskeriana).

Os diamictitos da Formação Puga ocorrem ao longo de toda Faixa Paraguai, com a presença localizada de capas carbonáticas sobre as quais ocorrem unidades carbonáticas distintas entre as exposições do norte e do sul. Ao Norte, ocorrem exposições do Grupo Araras e ao Sul do Grupo Corumbá, esse último conhecido pelas ocorrências de fósseis de metazoários, entre eles o fóssil índice do final do Ediacarano - *Cloudina*. Na porção norte da Faixa Paraguai, há ainda possíveis evidências de glaciação ediacarana, representada pela Formação Serra Azul (Alvarenga et al. 2007, Figueiredo et al. 2008) recoberta por sedimentação terrígena molássica do Grupo Alto Paraguai (figura 6).

Segue breve descrição de cada unidade seguida de considerações sobre possíveis correlações entre as unidades da porção norte e sul da Faixa Paraguai. O objetivo é apenas o de apresentar um quadro estratigráfico geral para a Faixa Paraguai Meridional, a fim de facilitar o entendimento das discussões mais específicas a respeito da sedimentação autígenica de cada unidade, o que constitui objetivo principal desta tese.

Figura 6- Relações estratigráficas entre as unidades da porção norte e sul da Faixa Paraguai com representação não considerando os dobramentos e falhamentos inversos que ocorrem a leste.

3.1.1. Grupo Cuiabá e sua relação com a Formação Puga

Estudos realizados na porção norte da Faixa Paraguai, onde o Grupo Cuiabá foi originalmente definido, têm demonstrado que constituiriam turbiditos distais aos sedimentos glácio-marinhos da Formação Puga (Alvarenga & Trompette 1992). Essa relação pode ser extrapolada, com ressalvas, para a porção sul da Faixa Paraguai, apesar da situação se complicar, em função de terem sido também incluídos, como Grupo Cuiabá, metassedimentos originalmente colocados no topo do Grupo Corumbá, representados por espesso pacote pelítico definido como Formação Guaicurus (Almeida 1965a).

Ao Norte (Província Serrana), os paraconglomerados ali presentes foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhos. Posteriormente, o Grupo Jangada foi subdividido nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão (Almeida 1965b) sendo esta última correlacionada à Formação Puga, de Maciel (1959).

Na região de Nova Xavantina, no extremo leste da porção setentrional da faixa de dobramentos, seqüência metavulcânica-sedimentar, com formações ferríferas associadas, foi descrita, sob a denominação Araés (Pinho 1990, Martinelli 1998, Dantas & Martinelli 2003). Esta seqüência é considerada como pertencente ao Grupo Cuiabá (Pinho 1990), com possibilidades de representar o contexto distal dos depósitos glaciogênicos da Formação Puga, com a interpretação adicional das metavulcânicas e metassedimentos associados constituírem unidade basal independente (Dantas & Martinelli 2003), o que requer estudos mais detalhados para certificação de seu posicionamento estratigráfico.

A extensão por toda Faixa Paraguai da Formação Puga necessita ser revista. As evidências de glaciação são mais evidentes ao Norte, com a ocorrência de clastos facetados e estriados, o que nunca foi observado nas exposições na parte sul, mesmo no Morro do Puga, onde a unidade foi originalmente descrita, o que tem levado a dúvidas sobre a ocorrência de glaciação, ao menos na porção sul da Faixa Paraguai. Nessa linha de raciocínio, os diamictitos seriam resultantes de processos de sedimentação em fluxos subaquosos nas bacias rifte, interpretação também possível para o Grupo Jacadigo (Freitas 2010).

Há controvérsias ainda a respeito da posição estratigráfica de mica xistos e quartzo xistos que se encontram na porção oriental da Faixa Paraguai Meridional e identificados como Grupo Cuiabá. Em função de não terem sido obtidos dados conclusivos para correlação estratigráfica, optou-se por denominá-los, na baixada do rio Miranda a leste da

Serra da Bodoquena, com um novo nome - Xistos Agachi, a fim de futuros trabalhos possibilitarem um melhor posicionamento, inclusive com o que tem sido definido como Grupo Cuiabá na porção norte da Faixa Paraguai.

3.1.2. Grupo Jacadigo

O Grupo Jacadigo (Dorr II 1945, Almeida 1946) constitui unidade estratigráfica de distribuição restrita ao Maciço de Urucum (Corumbá, MS), com extensões na Bolívia, no Maciço de Mutum, onde é denominado Grupo Boqui (Litherland & Bloomfield 1981), e conhecido pelas suas jazidas de manganês e ferro.

A subdivisão estratigráfica mais usual é a de Dorr II (1945), na qual sua base é caracterizada por arcóseos e conglomerados (Formação Urucum), com unidade transicional com arcóseos ferruginosos (Formação Córrego das Pedras), passando para os sucessões com predominância de sedimentos químicos, com camadas de manganês e de formações ferríferas (por volta de 220m) da Formação Banda Alta, unidade essa também conhecida por Formação Santa Cruz (Almeida 1946).

Há indicações de exposições de conglomerados na porção oeste da Serra da Bodoquena, já no domínio do embasamento granítico-gnaissico do Bloco Rio Apa (ao Sul do Cráton Amazônico), identificadas em mapas geológicos como Formação Urucum (Corrêa et al. 1979). Investigações no campo demonstraram ser esses em parte pertencentes à Formação Cadieus (Almeida 1965a), posicionados na base do Grupo Corumbá. Outros são diamictitos da Formação Puga e os conglomerados expostos mais ao sul, próximo ao limite com o Paraguai, encontram-se associados a metassedimentos mais antigos, relacionados às sucessões vulcano-sedimentares do Grupo Amoguijá, de idade paleoproterozóica.

Face ao exposto, consideram-se como Formação Urucum apenas os arcóseos e conglomerados que se encontram no domínio do Maciço de Urucum, na região de Corumbá.

Controvérsias persistem quanto à influência glacial ou não na sedimentação do Grupo Jacadigo e quanto à relação estratigráfica entre essa unidade e o Grupo Corumbá, em função dos contatos eminentemente tectônicos.

A influência glacial foi sugerida por Urban & Stribny (1985) e Urban et al. (1992), sendo que esses autores interpretaram a bacia com um *fjord*.

Em levantamentos realizados tanto nas exposições da Formação Urucum, como nas inúmeras novas frentes de lavra das formações Córrego das Pedras e Banda Alta, nas minerações Corumbaense e Urucum (Freitas 2006, 2010), foi possível restringir como única

possível evidência de glaciação a presença de blocos isolados, os quais ocorrem no topo das camadas de manganês e em camadas específicas intercaladas às formações ferríferas.

A origem glacial dos blocos isolados foi questionada por Trompette et al. (1998), em vista do fato de não romperem as laminações subjacentes, tendo sido interpretados como resultantes de fluxos gravitacionais em bacia do tipo rifte.

Estudos geoquímicos (Klein & Ladeira 2004) revelaram anomalias negativas de Eu, entre os elementos de terras raras, e valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de $-5,2$ a $7,0$ ‰, obtidos de carbonatos intercalados nas formações ferríferas, interpretados como reflexo de sedimentação em ambiente glacial. Porém essa interpretação deve ser conduzida com cautela, ainda mais em função da possibilidade de influência de hidrotermalismo durante a sedimentação, como já proposto por Dardenne (1998), e até mesmo se a bacia sedimentar era uma bacia aberta ou fechada, o que deve ser levado em consideração para correlação de resultados de isótopos de C e comparação com curvas de variação global.

3.1.3. Grupo Corumbá

A sedimentação do Grupo Corumbá teria se dado a partir de rifteamento no início do Ediacarano, após o evento glacial criogeniano superior, representado, na região, pela Formação Puga. A Bacia Corumbá seria, assim, uma entre os inúmeros riftes originados da fragmentação do supercontinente Rodínia.

Essas bacias teriam águas interconectadas formando um oceano que circundava vários blocos continentais, onde teriam se originado também o Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai (Gaucher 1999, 2000) e a Bacia Pouso Alegre, no Estado de São Paulo, (Teixeira & Petri 2001), os quais, por sua vez, teriam comunicação com o Oceano Adamastor (Hartnady et al. 1985), do sudoeste africano. Esta interconexão é interpretada, em parte, pela presença do fóssil esquelético *Cloudina* nas mencionadas unidades, encontrado também no Paraguai (Boggiani & Gaucher 2004), em exposições do Grupo Itapucumi.

A Bacia Corumbá, com 300 km de extensão, no sentido N-NW, desenvolveu-se na borda leste do Bloco Rio Apa, posicionado ao sul do Craton Amazônico. Esta bacia abrange o Grupo Corumbá (Almeida 1965a, Boggiani 1998), representado por sucessão de aproximadamente 700 m de espessura, tendo na base conglomerados, arenitos e pelitos (formações Cadiueus e Cerradinho) depositados em bacia confinada e limitada por falhas. Estas unidades constituem depósitos de fan-delta, com sedimentação posterior ou até mesmo concomitante à deposição da Formação Puga (Maciel 1959). Sobre estes

sedimentos ocorrem dolomitos com ocorrências de rochas fosfáticas, no topo, da Formação Bocaina, sendo que esta unidade teria se originado sob condições de águas rasas, propícias à proliferação de vida microbiana e abundante desenvolvimento de estromatólitos. Regressão marinha subsequente promoveu erosão de parte destes sedimentos e deposição de brecha intraformacional, na base de talude desenvolvido na borda cratônica. Sobre estes depósitos, calcários e folhelhos carbonosos da Formação Tamengo foram sedimentados, sob condições transgressivas, com registro dos fósseis *Cloudina* e *Corumbella*, recobertos pelos folhelhos da Formação Guaicurus. Ambas as unidades superiores (formações Tamengo e Guaicurus) apresentam características de deposição sob condições oceânicas (pós-rifte), enquanto que as subjacentes apresentam características de bacias confinadas (formações Cadieus e Cerradinho), com início de abertura oceânica nas porções superiores da Formação Bocaina, em posição estratigráfica intermediária.

A Bacia Corumbá sofreu deformações tectônicas que estruturaram a Faixa de Dobramentos Paraguai, relacionada ao evento orogenético Brasileiro, com dobras isoclinais e falhas de empurrão com vergência para oeste e noroeste.

Ao Sul, no Paraguai, ocorrem exposições carbonáticas associadas a margas definidas como Grupo Itapucumí. Observações realizadas na Mina de Vallemí (Boggiani 1998) demonstraram ser estas sucessões de litologia e relações estratigráficas distintas das do Grupo Corumbá. Por outro lado, recentes investigações geológicas a Leste de Vallemi, ao sul da Serra da Bodoquena, demonstraram ser as exposições carbonáticas ali presentes muito semelhantes às da Formação Tamengo, o que pode implicar um prolongamento das exposições do Grupo Corumbá mais ao sul, no Paraguai, sendo esses estudos objetivo de tese de doutoramento de Lucas Warren, sob orientação do autor da presente tese.

Outra questão controversa é a relação entre o Grupo Corumbá e o Grupo Cuiabá na região da Serra da Bodoquena. Nesta região, a restrição das exposições do Grupo Corumbá na área do planalto, a Oeste das falhas de empurrão, como estabelecido nos mapas geológicos disponíveis (Corrêa et al. 1976, 1979, Nogueira et al. 1978 e Araújo et al. 1982), foi questionada por Boggiani et al. (1993). Os metacalcários e filitos presentes em dobras isoclinais, expostos a Leste da estrada Bonito - Bodoquena, e apresentados nos mencionados mapas geológicos como Grupo Cuiabá, foram interpretados como continuidade lateral das formações Tamengo e Guaicurus, conforme proposta original de Almeida (1965a), constituindo porções distais, depositadas em águas profundas, abrindo nova perspectiva de estudo sobre o Grupo Corumbá, ao estender suas exposições a Leste do que originalmente era conhecida. A essa questão ainda controversa, é acrescida a existência de exposição contínua de mica xistos e quartzo xistos com posicionamento

tectônico sobre os metassedimentos em questão. A esses xistos, propõe-se denominar Xistos Agachi (Campanha et al. 2010), até que trabalhos futuros possibilitem melhor posicionamento estratigráfico.

O Grupo Corumbá vem sendo, portanto, definido conforme concepção original de Almeida (1965a), modificada com a inclusão da Formação Cadieus. Apresenta em sua base conglomerados, arenitos e pelitos (formações Cadieus e Cerradinho) passando a dolomitos, silexitos e rochas fosfáticas (Formação Bocaina) e calcários e pelitos carbonosos (Formação Tamengo), recobertos por espesso pacote pelítico (Formação Guaicurus).

Em Corumbá foram encontrados níveis de tufos vulcânicos intercalados aos calcários com *Cloudina* da Formação Tamengo, cujas análises de zircão, pelo método SHRIMP, demonstraram resultados muito discordantes e complexos, o que dificulta a interpretação, mas com idades menos discordantes indicando idade média 545 ± 6 Ma, a qual pode indicar a origem das cinzas vulcânicas (Boggiani et al. 2005). Estudos mais detalhados desses materiais possibilitaram a obtenção de idade média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 543 ± 3 Ma de amostras de zircão o que seria concordante com a idade obtida de amostra coletada na Mina Laginha, na qual se obteve idade U-Pb concórdia de 543 ± 2 Ma (Babinski et al. 2008a).

Fairchild (1978), Walde et al. (1982), Hahn et al. (1982), Zaine & Fairchild (1985, 1987) e Hahn & Pflug (1985) estudaram os fósseis na forma de tubos carbonáticos identificados como algas *Aulophyccus luciano* (Sommer 1957, Beurlen & Sommer 1957, Sommer 1971) e os redefiniram como sendo de exoesqueleto de animais invertebrados do gênero *Cloudina*. Tal redefinição, juntamente com a descoberta do invertebrado *Corumbella werneri* (Walde et al. 1982, Hahn et al. 1982), permitiu inferir idade vendiana a cambriana inferior para a Formação Tamengo (Zaine & Fairchild 1987). Ainda nesta unidade, Zaine (1991) identificou o gênero *Vandalosphaeridium* e, posteriormente, a alga macroscópica *Tyrasotenia* sp. e o microfóssil *Sphaerocongregus variabilis* (= *Bavlinella faveolata*).

Complementando os estudos paleontológicos do Grupo Corumbá, como base para correlações com o Grupo Arroyo del Soldado, Gaucher (1999, 2000) descreveu a espécie nova *Eoholynia corumbensis* na Formação Guaicurus e fósseis esqueléticos de *Titanotheca coimbrae* em fosforitos da Formação Bocaina, o que juntamente com outras informações bioestratigráficas, permitiram interpretar provável conexão entre as duas bacias (Gaucher 1999, 2000, Gaucher et al. 2003).

3.1.4. Grupo Araras

O Grupo Araras é constituído por calcários calcíticos e intercalações de folhelhos carbonosos na base, com dolomitos com estromatólitos no topo (Almeida 1964a), posicionado sobre diamictitos da Formação Puga e definido na porção norte da Faixa Paraguai (Nogueira et al., 2003, 2007; Nogueira & Riccomini, 2006, Alvarenga et al., 2004; Riccomini et al., 2007, Nogueira & Riccomini 2007, Alvarenga et al., 2009a).

Em Mirassol do Oeste (MT), ocorre capa carbonática sobre diamictitos da Formação Puga (Nogueira et al. 2003, Trindade et al, 2003, Alvarenga et al. 2004, Font et al 2007) e apesar de correlações com o Grupo Corumbá terem sido sugeridas, a distribuição das fácies, curvas de isótopos de C, razões de Sr e conteúdo paleontológico são distintos. Possível correlação desses carbonatos pode ser apenas com a Formação Bocaina do Grupo Corumbá, sendo que, provavelmente, teriam se depositado em bacia relativamente mais fechada, evidenciada pela ocorrência de evaporitos no topo, o que explicaria a ausência dos fósseis de *Cloudina* e rochas fosfáticas, observados apenas no Grupo Corumbá, na parte sul da Faixa Paraguai.

Para a Capa Carbonática de Mirassol do Oeste, sobre os diamictitos da Formação Puga, isócrona Pb-Pb forneceu a idade de 633 ± 25 Ma (Alvarenga et al., 2009), o que colocaria esses diamictitos como relacionados à glaciação criogênica superior (Marinoana).

3.2. Considerações sobre correlações e idades das unidades da Faixa Paraguai e respectiva cobertura cratônica

Questão ainda por ser melhor definida é a correlação entre as unidades predominantemente carbonáticas da porção norte da Faixa Paraguai (Grupo Araras) e da sua porção sul (Grupo Corumbá). A simples posição desses dois grupos sobre diamictitos da Formação Puga é a única característica utilizada para as correlações, visto que litologias, distribuição faciológica, assinaturas isotópicas e conteúdo paleontológico são distintos.

A colocação indiscriminada, em tão ampla área geográfica, de todas exposições de diamictitos como Formação Puga, relacionados a um único evento glacial, necessita ser revista em detalhe e embasada com mais dados, tanto de zircão detrítico, como de análise de proveniência. As evidências de glaciação são mais marcantes nas exposições da porção norte da Faixa Paraguai, onde são frequentes os blocos e seixos facetados e estriados. Já nas exposições ao sul, blocos estriados não são observados, sendo a evidência de glaciação a rara presença de blocos caídos, como observado no Morro do Puga, onde a unidade foi originariamente definida. A colocação da Formação Puga como relacionada ao evento glacial criogeniano superior (Marinoano) tem por base apenas a posição desses

diamictitos abaixo de calcários com o fóssil *Cloudina*, de idade ediacarana, apesar da ocorrência desse fóssil ser restrita ao Grupo Corumbá, na porção sul da Faixa Paraguai, onde as evidências de sedimentação glacial na Formação Puga não são tão evidentes. Datações pelo método SHRIMP de zircão detrítico de diamictitos de exposição da Formação Puga apresentaram a idade mais jovem no valor de 706 Ma (Babinski et al. 2008b), o que não possibilita excluir nenhuma possibilidade de correlação com os eventos glaciais conhecidos.

As capas carbonáticas observadas ao longo da Faixa Paraguai, no contexto da Formação Puga, ou seja, a do Morro do Puga, ao Sul, e a de Mirassol do Oeste, ao Norte, são distintas, sendo as primeiras predominantemente calcíticas e a segunda dolomítica e mais completa em termos das características normalmente observadas nesses carbonatos, como *tubestones*, cristais pseudomorfos de aragonita e *pseudo-tepees* (Nogueira et al. 2003).

Diante dessa situação, aventa-se a possibilidade dos diamictitos expostos ao longo da Faixa Paraguai não serem cronocorrelatos, como amplamente têm sido apresentados.

Em levantamento de detalhe, durante trabalho de formatura e projeto de mestrado de Bernardo Freitas, das unidades do Grupo Jacadigo, não foram encontradas evidências de sedimentação glacial. A presença de blocos isolados nas formações ferríferas, utilizada como evidência de sedimentação glacial (Urban & Stribny 1985 e Urban et al. 1992), já havia sido associada a fluxos gravitacionais subaquosos (Trompette et al. 1998). A evolução sedimentar em contexto de rifte ficou bem caracterizada no trabalho de Freitas (2010), assim como pode ter sido a sedimentação dos diamictitos da Formação Puga nessa porção meridional da Faixa, associada ao sistema de riftes ao qual também estariam associados os conglomerados da Formação Cadieus e conglomerados e arenitos da Formação Cerradinho.

A fim de se estabelecer um cenário preliminar para embasar futuros trabalhos estratigráficos mais refinados, foi montado o quadro da figura 6 onde são representadas as relações de contato observáveis em campo e o posicionamento das unidades é interpretado com base nos modelos propostos para sua evolução.

São representadas as unidades da porção sul da Faixa Paraguai e respectiva cobertura cratônica, que abrange as exposições da região de Corumbá e Maciço de Urucum e Serra da Bodoquena e metassedimentos a Leste, mapeados como Grupo Cuiabá. A evolução dessas unidades é interpretada como relacionada à fase distensiva, na qual teriam sido originadas bacias do tipo graben, com deposição de leques aluviais e formação de

fandeltas, representados pelas formações Urucum (Grupo Jacadigo), Cadieus e Cerradinho (Grupo Corumbá) e, também, pela Formação Puga, a qual teria condições marinhas a Leste, possivelmente sob influência glacial.

Ao se pensar a evolução sedimentar das exposições da Faixa Paraguai Meridional sem evidência de glaciação, as formações ferríferas presentes, tanto os expressivos depósitos de Urucum (Grupo Jacadigo), como os da Fazenda São Manoel (Formação Puga), estariam mais relacionadas a eventos hidrotermais da evolução do rifte, sendo essa interpretação contrária à hipótese de *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman et al. 1998) e mais de acordo com o modelo de *zipper-rifte* postulado por Eyles & Jasnuszak (2004).

Fase erosiva marcante teria ocorrido após a evolução dos riftes, registrada pela Superfície de Aplainamento Pedra Branca, com preservação apenas dos sedimentos confinados nos grabens, o que explicaria a ocorrência restrita da Capa Carbonática do Morro do Puga, recoberta por dolomitos da Formação Bocaina.

A deposição dos dolomitos da Formação Bocaina teria se dado em ambiente de água rasa, resultante de eventos transgressivo, com invasão de amplas áreas previamente aplainadas pelo mencionado evento erosivo. Essas condições de águas rasas e quentes propiciaram intensa proliferação microbiana resultando na ampla formação de edifícios estromatolíticos, os quais estiveram sujeitos a ressurgências marinhas, vindas do oceano a Leste, que proporcionaram a formação de rochas fosfáticas no topo dessa unidade. Seguiu-se rebaixamento eustático considerável, com remobilização de blocos de dolomitos, estromatólitos e rochas fosfáticas em talude continental, formando expressiva brecha sedimentar que marca o início da sedimentação da Formação Tamengo. Evento transgressivo subsequente teria ocorrido, sob francas condições oceânicas, marcada pela presença do cosmopolita fóssil *Cloudina* e registro de variações de isótopos de C encontrado em demais sucessões ediacaranas.

O topo da Formação Tamengo é marcada por contato brusco com a Formação Guaicurus, sendo essa caracterizada por espesso pacote pelítico. Porém na seção da Mina Corcal, em Corumbá, são observadas intercalações carbonáticas ainda na base da Formação Guaicurus, o que indicaria ser a passagem, ao menos em parte, transicional.

Na seção da Mina Laginha, foi observada brecha intraformacional na base da Formação Guaicurus, na qual os blocos de calcários encontram-se com a laminação subjacente deformada, o que parece provavelmente ser relacionado a escorregamentos subaquáticos (Boggiani et al. 2005).

Na Serra da Bodoquena, em calcários metamorfizados, foram encontradas evidências que sugerem a presença de *Cloudina*, apesar da recristalização do carbonato não permitir sua identificação segura. Levantamento de detalhe de duas seções da Formação Tamengo, uma na Mina Horri (Bodoquena) e outra na Mina Corcal (Miranda), mais a Leste, permitiu verificar como se dá o comportamento das curvas de isótopos de C e corroborar a hipótese formulada anteriormente, de águas relativamente mais profundas dos que a da seção da Mina Laginha em Corumbá (item 3.7.2 – pg. 88).

Na porção norte da Faixa Paraguai, observam-se os sedimentos glácio-marinhos da Formação Puga, recobertos, em parte, por capa carbonática, com melhor expressão dessa em Mirassol do Oeste, e pelos calcários calcíticos com folhelhos carbonosos sob dolomitos com estromatólitos do Grupo Araras (Nogueira et al. 2003, Riccomini et al. 2007). Na região de Serra Azul, foi observado corpo restrito de diamictios, posicionado acima do Grupo Araras, com blocos e seixos de dolomito silicificado do Grupo Araras e blocos de quartizito estriados, interpretados como glaciais e relacionados à glaciação Ediacarana - Gaskier (Almeida 1964b, Figueiredo 2006, Alvarenga et al. 2007, Figueiredo et al. 2008). Sobre o Grupo Araras, ocorrem sedimentos terrígenos do Grupo Alto Paraguai, interpretados como sedimentos molássicos, resultantes do início da deformação da Faixa Paraguai.

Faltam dados geocronológicos para correlações mais seguras entre as unidades ao longo da Faixa Paraguai, e as idades são estabelecidas principalmente na presença do fóssil *Cloudina*, fóssil índice do Ediacarano, encontrado apenas na Formação Tamengo (Grupo Corumbá), que permite estabelecer idade por volta de 540 Ma, por correlação com seção com *Cloudina* na Namíbia (Grotzinger et al. 1995). A idade ediacarana é corroborada pela datação de zircão de prováveis cinzas vulcânicas da Formação Tamengo, na seção da Mina CORCAL, que forneceu idade média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 543 ± 3 Ma ($n= 17$; 95% confiança), interpretada como da deposição desses carbonatos (Babinski et al. 2008a).

Em quadro tentativo de correlação entre as unidades do norte e do sul da Faixa Paraguai, o Grupo Araras seria relacionado apenas à Formação Bocaina do Grupo Corumbá, sendo que a Formação Tamengo seria, assim, relacionada à Formação Raizama (Grupo Alto Paraguai). Uma possibilidade seria a de se encontrar fósseis de *Cloudina* nos arenitos da Formação Raizama, apesar do tipo de sedimento e ambiente de sedimentação não ser o apropriado, além da possibilidade de encontrar os correspondentes materiais piroclásticos observados na Formação Tamengo ao Sul.

Com base ainda no modelo proposto, a fase molássica de evolução das unidades, marcante apenas na porção norte da Faixa Paraguai (Grupo Alto Paraguai), seria

representada, ao Sul, pelos pelitos da Formação Guaicurus. Esse modelo é coerente com a interpretação de condições oceânicas ao Sul e mais fechadas ao Norte, o que explicaria a ocorrência de fosforito apenas no Grupo Corumbá.

3.3. Formações ferríferas do Grupo Jacadigo e da Formação Puga

As formações ferríferas do Grupo Jacadigo foram objeto de estudo de trabalho de formatura de Bernardo Tavares Freitas (Freitas 2006), o qual prosseguiu na forma de mestrado (Freitas 2010) sob orientação do autor da presente tese. O depósito de ferro descoberto no contexto dos diamictitos da Formação Puga na porção oriental da Serra da Bodoquena (Boggiani et al. 2006, Piacentini et al. 2006, 2007), foi também estudado em trabalho de formatura de Thiago Piacentini (Piacentini 2006) e subsequente mestrado (Piacentini 2008), sob orientação do Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto.

A presença de blocos decimétricos a métricos de granitos isolados, no topo da camada de manganês inferior e nos pacotes de formações ferríferas, onde são freqüentes intercalações até métricas de arcóseo e conglomerado de matriz arcoseana, levou à interpretação de sedimentação associada a eventos glaciais, onde a fonte de Mn e Fe seria o intemperismo das rochas do embasamento e posterior precipitação dos minerais manganesíferos e da hematita em águas anóxicas (Urban et al. 1992).

Outro modelo, para proveniência do ferro e da sílica dos BIFs do Grupo Jacadigo, seria a origem hidrotermal, associada à formação da bacia distensional, do tipo rifte, limitada por falhas (Trompette et al. 1998, Dardenne 1998). Utilizando-se dessa hipótese, é argumentado que seixos e blocos de granito, tidos como clastos caídos, encontram-se associados a horizontes de conglomerados e arcósios conglomeráticos, com estruturas gradacionais. Essas evidências foram interpretadas como originadas por fluxos gravitacionais subaquáticos (Freitas 2010), associados a sedimentação detrítica episódica concomitante à sedimentação química dos jaspelitos, onde a precipitação de ferro, manganês e sílica ocorreria a partir de fluidos hidrotermais exalativos, oriundos de circulações convectivas de grande amplitude, provocadas pela formação da bacia sedimentar do tipo rifte. A circulação convectiva, originada pelo afundamento inicial do rifte, seria mantida por pulsações sucessivas, materializadas pelos aportes detríticos intercalados aos químicos.

A deposição das camadas de manganês teria ocorrido em períodos de calmaria tectônica, ao fim de cada pulsação, após a precipitação do ferro e da sílica, em função da solubilidade maior do manganês e do seu processo de oxidação mais lento. Quatro reativações mais importantes teriam acontecido, associadas às quatro camadas de

manganês, sendo que a primeira seria peculiar, já que o fluido hidrotermal rico em ferro e sílica impregnou a porção superior dos arcóseos enquanto que o processo exalativo se restringiu à deposição da primeira camada de óxido de manganês no fundo da bacia. Pulsações de menor amplitude seriam comuns ao longo da seqüência das formações ferríferas, sendo evidenciadas pelas alternâncias de arcóseos e diamictitos ricos em hematita com horizontes de formações ferríferas puras (Dardenne 1998).

No modelo proposto por Trompette et al. (1998), no qual é descartada a origem glacial, o Grupo Jacadigo teria se depositado numa bacia do tipo *graben*. Com base na menção de Dorr II (1945) da presença de veios de quartzo ricos em turmalina e em magnetita não detrítica em fácies ferruginosas, próximos a falhas principais, e a indicação do estudo de Hoefs et al. (1987) de um evento diagenético-anquimetamórfico, responsável pela cristalização de hematita, sob temperatura de 250 a 280°C, é proposta origem hidrotermal onde os íons de ferro e manganês poderiam resultar da lixiviação hidrotermal sintectônica de rochas plutônicas subjacentes, provavelmente de composição máfica, as quais, no entanto, ainda não foram encontradas.

A Formação Urucum, segundo Trompette et al. (1998), corresponderia à sedimentação continental basal, com sedimentos arcoseanos mal selecionados e imaturos, com fácies conglomeráticas de *piedmont*, referentes a depósitos de leques aluviais provenientes das ombreiras do graben. As intercalações centimétricas a decimétricas de folhelhos ferruginosos e arenitos arcoseanos ferruginosos representariam depósitos distais da bacia (região central do graben), dominados por sedimentação química periodicamente interrompida por correntes de turbidez e porções distais de fluxos gravitacionais oriundos das ombreiras da bacia e/ou de escarpas internas relacionadas a falhas. Esses autores descartaram a possibilidade de origem glacial de blocos e matacões de granito em meio às formações manganíferas e ferríferas, com a alegação de que mesmo o maior deles não rompe as camadas subjacentes, e a deformação ao redor dos matacões é devida a compactação, sendo geralmente mais pronunciada acima do que abaixo desses clastos. Esses clastos seriam, portanto, produto de processos de escorregamentos.

Estudos geoquímicos (Klein & Ladeira 2004) revelaram anomalias negativas de Eu, entre os elementos de terras raras, e valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de $-5,2$ a $7,0$ ‰, obtidos de carbonatos intercalados nas formações ferríferas, interpretados como reflexo de sedimentação em ambiente glacial. A observação de anomalias negativas de Eu, levou à interpretação da origem do ferro serem águas oceânicas enriquecidas em Fe e Mn por fontes hidrotermais distais de águas profundas.

Novos dados de isótopos de C e O, obtidos de intercalações carbonáticas de amostras de sondagens no Morro Mutum, demonstraram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ variando entre $-6,8$ e $-5,3$ ‰ (tabela 1), próximos aos obtidos por Klein & Ladeira (2004).

Tabela 1- Valores de isótopos de C e O de carbonatos intercalados à formação ferrífera obtidos de amostra do Morro Mutum.

amostra	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)
mutum - 1A	-5,3	-9,5
mutum - 1B	-6,6	-10,9
mutum - 1C	-6,8	-10,2
mutum - 1D	-5,4	-9,8
mutum - 1E	-5,6	-7,5

Hipótese foi levantada para explicar os teores relativamente altos do minério de ferro ($> 65 \%$) e de manganês ($> 45\% \text{ Mn}$), na qual o enriquecimento foi interpretado como sendo por hidrotermalismo hipogênico, concomitante ou posterior à sedimentação, e não somente pelo enriquecimento supergênico onde ambos teriam promovido a lixiviação da sílica (Walde & Hagemann 2006). O hidrotermalismo poderia ter afetado a composição isotópica original dos carbonatos analisados para isótopos de C e O.

A hipótese de origem glacial para as formações ferríferas de Urucum (Grupo Jacadigo) seria coerente com o modelo *Snowball Earth* (Kirschvink 1992) e explicaria a ocorrência anômala das formações ferríferas neoproterozóicas, cuja ocorrência anômala, fora do intervalo de $2,5 - 1,8 \text{ Ga}$, estaria associada a glaciações globais. Essa associação é questionada por alguns autores (Young 2002, Eyles & Januszczak, 2004), os quais associam essas formações ferríferas e diamictitos à intensificação de rifteamentos, mesmo que concomitantes a eventos glaciais, onde a fonte do Fe seria hidrotermal e não necessariamente associada a eventos anóxicos globais, o que vai ao encontro ao modelo origem hidrotermal de Trompette et al. (1998) e Dardenne (1988) ou mesmo ao de Klein & Ladeira (2004), onde não se descarta a influência glacial mas se atribui a origem do Fe a fontes hidrotermais distais.

Ao Sul da cidade de Bodoquena, a Leste da serra da homônima, ocorrem depósitos de formações ferríferas em diamictito, com matriz rica em magnetita, e camada métrica de formação ferrífera bandada (BIF) da Formação Puga (Piacentini et al. 2007), onde foi

avaliada, a partir de métodos convencionais e processamento de dados aeromagnéticos, a presença de potencial de um bilhão de toneladas de ferro, com teores variando entre 15% e 71,9% e teor médio de 30% de Fe na forma de óxidos de granulação fina, disseminados em matriz argilosa. A origem foi interpretada como depositada em ambiente sujeito à influência distal de fluidos hidrotermais ricos em Fe (Piacentini 2008). A possibilidade de influência glacial, devido à associação das formações ferríferas com diamictitos, não foi descartada, apesar de não se observar evidências claras de deposição a partir de geleiras.

Análises de Elementos de Terras Raras dessas formações ferríferas (Piacentini 2008) apresentaram padrão de distribuição semelhante aos das formações manganesíferas e ferríferas do Grupo Jacadigo – Maciço de Urucum – (Klein & Ladeira 2004) e dos clássicos depósitos de Rapitan (Klein & Beukes 1993) - figura 7, onde não ocorre a anomalia positiva de Eu característica das formações ferríferas arqueanas e paleoproterozóicas, atribuída a origem vulcânica.

Figura 7 – Valores de Elementos de Terras Raras normalizados para condrito (Taylor & McLennan 1985). O padrão obtido para as formações ferríferas de Bodoquena (Depósito da Fazenda São Manoel) refere-se à média dos resultados obtidos. O padrão das formações ferríferas e manganesíferas de Urucum (Grupo Jacadigo) é de Klein & Ladeira (2004); e os de Rapitan de Klein & Beukes (1993) e o PAAS (Post Archean Shale Composite) de Taylor & McLennan (1985) – figura extraída de Piacentini 2008.

As formações ferríferas arqueanas e paleoproterozóicas são caracterizadas pela presença de anomalias positivas de Eu, o que coloca em evidência a origem hidrotermal – vulcânica como fonte do Fe, mesmo sem evidências diretas de vulcanismo associado (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, entre outros). O padrão geral de Elementos de

Terras Raras, com destaque para a anomalia positiva de Eu, seria resultante da mistura de soluções hidrotermais com água oceânica (Dymek & Klein 1988).

A diminuição da anomalia positiva de Eu, constatada na comparação dos padrões de Elementos de Terras Raras das formações ferríferas do Arqueano ao Neoproterozóico, sugere declínio da contribuição hidrotermal (Klein 2005), o que seria resultante da diminuição da temperatura do Manto Superior, a qual seria relativamente mais elevada no Arqueano (Bau & Möller 1993, Beukes & Gutzmer 2004). Desta forma, a presença de anomalia positiva mais fraca de Eu nas formações ferríferas neoproterozóicas seria resultante da maior diluição das exalações hidrotermais nas águas oceânicas.

3.4. Capas carbonáticas da Formação Puga

Tem sido considerado como Formação Puga toda extensão de diamictitos ao longo da Faixa Paraguai, apesar dessa unidade ter sido inicialmente definida em exposição isolada e restrita no Morro do Puga por Maciel (1956), na porção meridional da Faixa Paraguai. Diamictitos, observados ao Norte, foram posicionados em nova unidade, denominada Grupo Jangada (Almeida 1964a) e posteriormente englobados em unidade única, empregando a denominação original Puga (Alvarenga & Trompette 1993).

Nos diamictitos da Formação Puga, na porção norte da Faixa Paraguai, foi observada capa carbonática (Nogueira et al. 2003) que se destaca pela presença de todas as estruturas sedimentares que caracterizam esse enigmático e diferenciado tipo de sedimentação carbonática, atribuído a deposição pós-glacial (Hoffman & Schrag 2002).

Sobre os diamictitos do Morro do Puga, onde a unidade foi inicialmente descrita, ocorrem rochas carbonáticas calcíticas, de cores avermelhadas e alternâncias rítmicas, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de $-5,2\text{‰}$ interpretadas como possível capa carbonática (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani et al. 2003).

A capa carbonática do Morro do Puga foi estudada em projeto de iniciação científica de Bernardo Tavares Freitas, com levantamento de detalhe da única seção possível de observação no Morro do Puga.

Rochas carbonáticas laminadas e de cores avermelhadas foram também observadas, sobre diamictitos, em núcleos de anticlinais na Serra da Bodoquena, como o Anticlinal Anhumas e Anticlinal Fazenda Santa Terezinha (item 3.7.1 - página 78).

Estruturas tubulares (figura 8) ocorrem também em exposição estromatolítica de Porto Morrinhos (Boggiani et al. 1996b), situada às margens do Rio Paraguai, ao lado da

ponte da BR 262, e 18km a nordeste do Morro do Puga. Estas estruturas são verticais com 3 a 4 cm de diâmetro e apresentam preenchimento variado. Algumas são de calcita branca, com manchas cinzas, bem cristalizada, outras apresentam laminação milimétrica, provavelmente estromatolíticas e outras são preenchidas por arenito.

As estruturas tubulares de Porto Morrinhos não são semelhantes aos clássicos *tubestones* descritos nas capas carbonáticas e essas estruturas não foram observadas na Capa Carbonática do Morro do Puga. Estruturas *tubestones* são observadas em abundância em conjuntos estromatolítico em Morraria do Sul (Serra da Bodoquena) - figura 9 - posicionado sobre o embasamento, acima da superfície de aplainamento Pedra Branca (Boggiani & Coimbra 1998). São também observados, de forma mais restrita, no Forte de Coimbra, a Sul de Corumbá (figura 10). Esses *tubestones* estariam associados ao crescimento de colunas estromatolítica, semelhante ao proposto por Corsetti & Grotzinger (2005) para estruturas estromatolíticas ediacaranas expostas no Vale da Morte (Califórnia – EUA).

Figura 8 – Estruturas tubulares observadas em dolomitos da base da Formação Bocaina em Porto Morrinhos (Corumbá, MS).

Figura 9 – Estruturas *tubestones* associadas a estromatólitos em Morraria do Sul (Serra da Bodoquena) posicionados diretamente sobre o embasamento.

Figura 10 – Estruturas *tubestones* observada em dolomitos expostos no Forte de Coimbra, às margens do Rio Paraguai, a Sul de Corumbá (MS).

3.5. Fosforitos da Formação Bocaina

Os fosforitos da Formação Bocaina foram estudados anteriormente pelo autor (Boggiani 1990, Boggiani et al. 1993) e posteriormente como trabalho de formatura (Fontaneta 2008) e em projeto de mestrado em andamento de Gabriella Tálamo Fontaneta, sob orientação do presente autor.

Nos trabalhos anteriores (Boggiani et al. 1993), foi possível delimitar uma faixa de ocorrências dos fosforitos ao longo da borda leste da Serra da Bodoquena, interpretada como borda de plataforma, sujeita a surgências marinhas, tendo como principal ocorrência a da Fazenda Ressaca (figura 11), ao Norte de Bonito (MS). Os fosforitos ocorrem em camadas métricas no topo da Formação Bocaina e ocorrem também na forma de clastos na base da Formação Tamengo, em brecha sedimentar interpretada como de borda de talude. Não se exclui a possibilidade dos depósitos de brechas serem também resultado de variação eustática significativa, com erosão do topo da Formação Bocaina e até do embasamento, já que foram observados blocos de granitos nessa brecha sedimentar.

São também observadas ocorrências associadas a estromatólitos colunares e laminados, com teores de até 35% de P_2O_5 , cujo principal mineral é a fluorapatita. Foram também identificadas estruturas microscópicas globulares, de prováveis microfósseis (Sallun et al. 1994) e fósseis esqueletais de *Titanotherca coimbrae* (Gaucher et al. 2003).

Martens & Harris (1969 *apud* Slansky 1980) demonstraram experimentalmente que a presença de Mg^{2+} inibe a precipitação da apatita a partir da água do mar. No entanto, Lucas & Prévôt (1981, 1984, 1985) constataram que a combinação dos compostos hidrolisados da matéria orgânica com o magnésio resultam na precipitação de struvita ($MgNH_4.6H_2O$) e progressiva diminuição do efeito inibidor do Mg^{2+} , o que criaria condições para formação da apatita.

Figura 11 – Seção levantada na Fazenda Ressaca, principal ocorrência de fosforito, com identificação das fácies sedimentares do topo da Formação Bocaina (Fontaneta 2008).

3.6. Dolomitos da Formação Bocaina

Os dolomitos da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), de idade ediacarana, compreendem um sucessão carbonática de águas rasas, evidenciada pela presença de estromatólitos, *ooids*, oncólitos e *tepees*.

Amostras coletadas em seção levantada na Fazenda Ressaca (Figura 11), ao Sul de Bodoquena (Mato Grosso do Sul), associada a ocorrência de fosforito, demonstraram, em seção delgada, a presença de cristais romboédricos de dolomita formados nas bordas de grãos envelopados (figura 12). Em porções nas quais os *ooids* possuem a fina lâmina preta envoltória, provavelmente de matéria orgânica, preservada, não ocorreu a formação de cristais de dolomita (figura 13). Esse processo é descrito por Wright (2000) como fruto da degradação microbiana anóxica de bainhas das cianobactérias, com liberação do Mg concentrado e aumento da alcalinidade, em ambientes diagenéticos (logo abaixo da interface sedimento/água), livres de sulfato devido à sulfato-redução. Em porções de total degradação das bainhas, observam-se dolomitos maciços sem nenhuma evidência da origem microbiana.

Figura 12 – Cristais de dolomita autigênica ao redor de filmes orgânicos de *ooid grainstones* da Formação Bocaina.

Figura 13 – *Ooid grainstones* da Formação Bocaina sem formação de dolomita, devido a preservação da matéria orgânica dos filmes envoltórios.

O modelo organogênico de formação de dolomititos foi apresentado anteriormente por Wright (1997), em estudo petrográfico de dolomititos precambrianos da Formação Eilean Dubh, do noroeste da Escócia. Devido ao fato desses sedimentos terem sofridos processo de silicificação nos estágios iniciais da diagênese e posteriores aos processos de dolomitização, foi possível identificar toda evolução da dolomitização concomitante ao processo de degradação das esteiras de cianobactérias. Em partes onde as estruturas microbianas se encontram preservadas, não há nenhuma evidência de dolomitização, enquanto na progressão da decomposição encontra-se a formação de romboedros de dolomita até a presença de dolomito maciço, sem apresentar mais evidências das estruturas microbianas, por vezes restritas a coágulos (*clots*) da matéria orgânica original. Os cristais de dolomita, em estágios intermediários do processo de dolomitização, ficam encapsulados aos *ooids* ou pelotilhas ricos em matéria orgânica, os quais são posteriormente liberados com a dissolução dessas partículas metaestáveis, o que torna cada *ooid* ou pelotilha uma unidade de produção de dolomita. A progressão desse processo de produção de dolomita culmina na acumulação de relativamente espessas camadas de dolomititos maciços, da ordem de dezenas de metros de espessura.

Através desse modelo organogênico, explica-se a praticamente ausência de matéria orgânica preservada nos dolomititos precambrianos (Vasconcelos et al. 1995, Wright 2000), apesar da evidência de intensa atividade orgânica, refletida pela abundância de estromatólitos. Toda matéria orgânica seria degradada pelas bactérias redutoras de sulfato.

O que se esperaria é que a decomposição da matéria orgânica seria responsável pela produção de fluidos com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ negativos, porém os dolomitos originados pela atividade de bactérias redutoras de sulfato apresentam valores nulos ou levemente negativos (Wright 1997), como é o caso também dos dolomitos da Formação Bocaina, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ próximos a zero a ligeiramente negativos e os de $\delta^{18}\text{O}$ ao redor de -3‰^{PDB} , sem grande dispersão dos valores. A explicação da ocorrência desses valores, segundo Wright (2000), seria a grande quantidade de HCO_3^- na água do mar, a qual apresentaria $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ relativamente mais positivo, o que anularia o efeito negativo do $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ provindo da decomposição da matéria orgânica.

Outra evidência de ativa redução bacteriana de sulfato na formação dos dolomitos da Formação Bocaina seria a presença de estruturas globulares, com 15 μm de diâmetro (figura 14), a exemplo do que foi observado por Rosen et al. (1988) nas Lagoas Coorong na Austrália.

Figura 14 – Estruturas globulares em fosforitos da ocorrência da Fazenda Ressaca, interpretadas como microbianas (Formação Bocaina – Grupo Corumbá). Imagem de MEV, elétrons secundários.

Os dados de isótopos de carbono e oxigênio dos dolomitos, da seção levantada na Fazenda Ressaca, revelam valores entre 0,95 e 2,44 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) e $-5,26$ e $-1,70$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$). Comparados aos de Mazzulo (2000), não são compatíveis com o esperado para processos de sulfato-redução e sim para processos metanogênicos, os quais geralmente precedem os primeiros.

Uma das explicações para a excepcional preservação das estruturas primárias observadas comumente em dolomitos neoproterozóicos seria a ausência de organismos

causadores de bioturbação que poderiam destruir as estruturas microbianas, impedindo a evolução dos complexos processos geoquímicos microbianos. Estudos de dolomitos com ooids do Death Valley (EUA), em seção que abrange a transição do Pré-Cambriano com o Cambriano (Corsetti et al. 2006), demonstraram que os dolomitos das unidades pré-cambrianas (Johnie Formation e Beck Spring Dolomite) teriam origem diagenética precoce, com preservação das estruturas primárias (Tucker 1983) enquanto que, na unidade cambriana (Wood Canyon Formation), a dolomitização teria ocorrido por diagênese tardia, durante o soterramento, com destruição das estruturas primárias.

3.7. Isótopos de C e O e razões de Sr do Grupo Corumbá.

Entre as unidades do Grupo Corumbá, a Formação Tamengo é a que vem sendo mais detalhadamente estudada, em função da presença de termos litológicos propícios às análises de isótopos de C, O e Sr, com abundância de seções com *mudstones* calcíticos sem sinais visíveis de alteração pós-deposicionais e constatações prévias de variação relativamente elevada dos valores de isótopos de C (Zaine 1991, Chang 1997).

A presença de fósseis de *Cloudina*, juntamente com a descoberta de intercalações de cinzas vulcânicas, retrabalhadas ou não, possibilitam ainda amarrações geocronológicas e estratigráficas das anomalias encontradas.

Outra unidade pesquisada quanto à composição de isótopos de C e O, além da Formação Bocaina, foi a capa carbonática que recobre diamictitos da Formação Puga.

3.7.1. Isótopos de C e O da Capa Carbonática do Morro do Puga

Sobre os diamictitos da Formação Puga, interpretada como de origem glacial (Maciel 1959), ocorrem calcários calcíticos laminados de cores variando do branco ao vermelho. No Morro do Puga, ocorre camada mais expressiva dessas capas, com cerca de 12 m de espessura e valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de -5‰ (Boggiani et al. 2003) e razão de Sr de 0,7077. Amostras foram coletadas novamente, como parte de projeto de iniciação científica de Bernardo Tavares Freitas, e forneceram valores de isótopos também homogêneos e ao redor de -5‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) – tabela 2 e figura 15

O valor considerado mais significativo para a razão de Sr (0,7077) é coerente com o posicionamento pós-marinoano da capa carbonática do Morro do Puga e semelhante aos valores ao redor de 0,7080 encontrados na capa carbonática de Mirassol do Oeste (Grupo Araras) por Nogueira et al. (2003).

Outras ocorrências dessas capas carbonáticas são observadas, também sobre diamictitos, nos núcleos de anticlinais na Serra da Bodoquena, como nos anticlinais da Fazenda Santa Terezinha e Anhumas. Na ocorrência da Fazenda Santa Terezinha, dolomitos cinza maciços capeam dolomitos róseos, também laminados. Os dolomitos não recobrem diretamente os diamictitos, pois há uma camada de aproximadamente 5 m de folhelhos separando as duas litologias (figura 16). Nos dolomitos, os valores obtidos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ são próximos a zero, variando de - 0,35 a 0,80 ‰ (tabela 3).

Tabela 2 – Dados de isótopos de C e O da capa carbonática do Morro do Puga

amostra	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ (V-PDB)
Puga 1	-4,8	-7,92
Puga 2	-4,87	-8,92
Puga 3	-4,8	-8,39
Puga 4	-4,79	-9,22
Puga 5	-4,89	-9,34
Puga 6	-5,06	-9,54
Puga 7	-5,13	-9,54
Puga 8	-5,27	-9,99
Amostras de nova coleta		
Puga 3A	-4,36	-9,2
Puga 3B	-4,76	-8,7
Puga 3C	-4,52	-9,1
Puga 3D	- 4,79	-9,4
Puga 3E	-5,08	-9,7
Puga 3F	-5,16	-10,2
Puga 3G	-4,96	-9,1

Figura 15 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da Capa Carbonática do Morro do Puga (Boggiani et al. 2003), figura superior, comparada com nova coleta em mesma seção (figura inferior), o que demonstra a homogeneidade da composição isotópica ao longo de toda seção, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de -5‰ .

Figura 16 – Possível capa carbonática no domínio da Serra da Bodoquena (Anticlinal da Fazenda Santa Terezinha): A) detalhe do diamictito da Formação Puga; B) bloco métrico de gnaíse no diamictito e C) detalhe da laminação milimétrica dos dolomitos da base da sucessão.

Tabela 3 Valores de isótopos de C e O de dolomitos da base de seção sobre diamictitos expostos no Anticlinal Fazenda Santa Terezinha (Serra da Bodoquena).

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$
12/05 . 5A	0.32	- 3.90
12/05 . 5B	0.59	- 4.15
12/05 . 5C	0.48	- 4.10
12/05 . 5D	0.80	- 3.99
12/05 . 7A	- 0.28	- 3.96
12/05 . 7B	- 0.35	- 3.68

A Capa Carbonática de Mirassol do Oeste, ao Norte, no contexto do Grupo Araras, apresenta as características estruturas sedimentares observadas nas demais capas carbonáticas descritas ao redor do globo terrestre, ao contrário da Capa Carbonática do Morro do Puga, com variação faciológica mais simples.

Nova hipótese de trabalho que vem sendo desenvolvida, reforçada ainda mais com o desenvolvimento do projeto de mestrado de Bernardo Tavares Freiras (Freitas 2010), é a de que os diamictitos da Formação Puga, assim como os conglomerados da Formação Urucum,

seriam produtos de deslizamentos subaquosos em contexto de fan-deltas, aos quais também estariam associados os conglomerados das formações Cadieus e Cerradinho, como já aventado por Boggiani (1998).

Face ao exposto, trabalha-se com a possibilidade da origem dos calcários avermelhados com valores negativos de isótopos de carbono, associados aos diamictitos, resultarem da precipitação de calcários em equilíbrio com soluções hidrotermais, que seriam as causas dos valores negativos e não necessariamente relacionados a eventos globais de baixa produtividade biológica, com aventado para o modelo *Snowball Earth* (Hoffman & Shcragg 2002). Estariam assim mais relacionados ao modelo de *Zipper-Rift* de Eyles & Januszcak (2004, 2007).

3.7.2. Variação dos isótopos de C na Formação Tamengo

Para caracterização dos isótopos de carbono da Formação Tamengo, foram levantadas seções nas minas Corcal, Saladeiro e Laginha, em Corumbá, e nas minas Horii e Calbon, no lado leste da Serra da Bodoquena (figura 17), em unidade identificadas nos mapas geológicos disponíveis como Grupo Cuiabá (Correa et al. 1979; Araújo et. al. 1982, Lacerda Filho et al. 2006), mas interpretadas como porções distais das unidade Tamengo e Guaicurus do Grupo Corumbá (Boggiani 1998). Das seções levantadas, as situadas a Oeste, na forma de cobertura cratônica, são de águas relativamente mais rasas, enquanto que as de leste, na Faixa Paraguai, são interpretadas como depositadas em águas relativamente mais profundas (figura 17). Os resultados obtidos e presente análise encontram-se em publicação no prelo (Boggiani et al. 2010).

Figura 17- Esquema da distribuição das unidades superiores do Grupo Corumbá com representação da posição das seções levantadas para a Formação Tamengo.

A distribuição geral dos valores de isótopos de C apresenta incursão negativa de isótopos de C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB-V}}$) na base da Formação Tamengo, atingindo até $-3,5\text{‰}$, seguida de incursão positiva de até $+5\text{‰}$, passando em seguida para patamar de valores positivos ao redor de $+3\text{‰}$. Esse patamar de valores coincide com a ocorrência de fósseis metazoários e razões de Sr variando entre 0,7084 e 0,7086 (Boggiani 1998, Simon 2007),

sendo essa uma característica marcante para grande parte das exposições da Formação Tamengo.

A incursão negativa de valores de isótopos de C da base da Formação Tamengo merece atenção especial. Essa incursão foi observada, inicialmente, na seção da Mina Laginha, com apenas poucas amostras (Boggiani 1998). Posteriormente, em levantamento mais detalhado (Boggiani et al. 2010), foi constatada sua presença, com valores de até $-3,5$ ‰. Inicialmente, pensou-se ser esta incursão relacionada à anomalia Shuram-Wonoka, encontrada em demais seções ediacaranas acima de diamictitos atribuídos à glaciação ediacarana (Gaskier). Porém, a incursão da base da Formação Tamengo não apresenta valores tão negativos quantos os que caracterizam essa anomalia, por volta de -12 ‰. Esperava-se poder encontrá-la nas seções levantadas a Leste da Serra da Bodoquena, o que não ocorreu, mas essas seções não são completas, não tendo sido possível levantar seções da base da unidade, onde se espera que essa anomalia negativa ocorra.

A existência da anomalia Shuram-Wonoka, assim como seu caráter global ou não vem, no entanto, sendo questionada. Apesar de ser identificada em seções ediacaranas em diferentes regiões do globo terrestre, ela por vezes não é identificada em determinadas seções ediacaranas completas, ou apresenta padrão relativamente distinto, o que tem conduzido à interpretação de vir a ser uma anomalia diagenética e não refletir mudanças globais (Derry 2010).

Um dos argumentos empregados por Derry (2010) para interpretar essas incursões negativas como diagenéticas, a partir da análise de determinadas incursões descritas na literatura, seria o fato da diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da fração carbonática não ser acompanhada pela diminuição dos valores da fração carbonosa correspondente. A ocorrência de diminuição conjunta (covariância) dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ não é observada em demais partes das seções onde a incursão foi identificada, o que descarta a possibilidade de alteração diagenética (meteórica) como originalmente interpretado por Burns & Matter (1993), ou por soterramento, conforme argumenta Derry (2010). Segundo este autor, os valores negativos seriam resultantes da maturação termal de sedimentos ricos em matéria orgânica associados às rochas carbonáticas, com geração de gás carbônico isotopicamente leve e também empobrecido em ^{18}O .

A Formação Tamengo é caracterizada pela presença relativamente alta de matéria orgânica, tanto nos calcários, caracteristicamente pretos, como nas intercalações de folhelhos carbonosos, alguns grafitosos, freqüentes nas intercalações da seção onde se observa a incursão negativa. O que chama atenção, porém, é o fato de não terem sido

identificados valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos em seções com quantidade relativamente maior de intercalações carbonosas. Também não foi observado nenhuma evidência específica de maturação da matéria orgânica apenas na parte onde foram identificados os valores negativos.

Outra questão em discussão, a respeito da anomalia Shuram-Wonoka, seria a causa de valores primários tão negativos de isótopos de C, ao redor de -12‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$), o que implicaria mudanças nos paradigmas vigentes sobre o ciclo do carbono. Por isso, há tendência de interpretá-la como diagenética, e não resultante de algum evento global.

3.7.2.1 Seção da Mina Laginha (Corumbá)

Na Mina Laginha, situada na rodovia que liga Campo Grande a Corumbá (BR-262), 16 km ao sul da cidade de Corumbá, é possível observar toda a exposição da Formação Tamengo, desde sua base, representada pelo pacote de brecha sedimentar, até o contato com a Formação Guaicurus. As camadas situam-se na borda de um sinclinal, com direção N 40 E e mergulho de 50 a 60° para sudeste. (figura 18).

Figura 18 – Mina Laginha em sua a frente de lavra da porção oeste, mais completa. Notar as camadas com mergulho para sudeste tendo ao centro pacote de ritmitos (*mudstones*/folhelhos grafitosos), e a base da seção levantanda localizada no canto direito da fotografia. Do lado direito da fotografia, observa-se a brecha basal, com detalhe na figura 19.

Apesar da presença de falhas, subparalelas ao acamamento, foi possível reconstituir a estratigrafia original da Formação Tamengo (figura 20) e identificar, na base, acima de expressiva brecha sedimentar, incursão negativa de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, observada apenas na seção da Mina Laginha.

A brecha sedimentar basal (figura 19) apresenta-se bem exposta nessa mina, com clastos centimétricos a decimétricos de litologias típicas da Formação Bocaina subjacente (dolomiticos, sillexitos, fosforito) e até blocos de granito-gnaiss do embasamento, o que

demonstra que antes da deposição da Formação Tamengo, ocorreu exposição da Formação Bocaina e até do embasamento, possivelmente relacionada a significativo rebaixamento eustático. Essa brecha sedimentar polimítica é uma característica marcante da base da Formação Tamengo, observada ao longo de toda Serra da Bodoquena, onde há concentração de clastos de rochas fosfáticas provenientes do topo da Formação Bocaina.

Figura 19 – Detalhe da brecha sedimentar basal da Formação Tamengo na Mina Laginha.

No lado oeste da mina, a camada de brecha, que aflora por toda extensão da cava, é recoberto por sucessão de 43 m de espessura caracterizado por camadas decimétricas, chegando localmente a métricas, de *mudstones*, *wackstones* e intercalações métricas de ritmito (*mudstone* preto alternado com folhelho grafitoso), onde foi identificada a incursão negativa de isótopos de C. Apesar dos mencionados falhamentos, é possível constatar contato normal desse ritmito com as brechas da base, o que possibilita posicionar a identificada incursão negativa de valores de isótopos de C próximo à base da Formação Tamengo.

Na incursão negativa, foram encontrados dois valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ negativos (-3‰) e a 30 m a partir da base, os valores são negativos mas próximos a zero (em torno de -1‰). Em trabalho desenvolvido para doutoramento (Velásquez et al. 2008), foram encontrados valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ entre -2 and -1‰ para esse intervalo. No topo dessa seção basal, há uma sucessão de ritmito (*mudstones* pretos/folhelhos grafitosos), onde os valores passam para positivos, mas com uma incursão positiva relativamente maior, de até $+5\text{‰}$, que passa para o topo para *wackstones* com *rudstones* intercalados, com valores por volta de $+3\text{‰}$. (Tabela 4).

Tabela 4 – Valores de Isótopos de C e O da Mina Laginha

Seção oeste da Mina Laginha (apenas base)			Seção oeste da Mina Laginha (da base para o topo) (extraído de Boggiani 1998)		
Amostra	δC^{13} PDB	δO^{18} PDB	Amostra	δC^{13} PDB	δO^{18} PDB
05.LG. 2A	- 3.64	- 5.58	TMG 4	-0.11	-7,96
05.LG. 2B	- 3.23	- 6.58	TMG 5	-0.43	-3,48
05.LG. 2C	- 0.71	- 8.87	TMG 8	-3.32	-9,32
05.LG. 2D	- 0.56	- 8.98	TMG 11	+0.27	-7,53
05.LG. 2E	- 1.12	- 11.48	TMG 12	+0.42	-7,88
05.LG. 2F	- 0.31	- 9.84	TMG 13	+4.59	-7,15
05.LG. 2G	- 0.29	- 9.77	TMG 15	+1.30	-7.32
05.LG. 2H	- 0.40	- 4.68	TMG 16	+1.87	-8,83
05.LG. 2I	- 1.38	- 6.03	TMG 17	+2.60	-7.01
05.LG. 2J	- 0.95	- 4.82	TMG 18	+3.15	-7.91
05.LG. 2K	- 1.46	- 5.31	TMG 19	+3.11	-6.67
05.LG. 2L	- 1.13	- 5.71	TMG 20	+1.39	-10.74
05.LG. 2M	- 1.07	- 6.16	TMG 21	+2.75	-9.33
05.LG. 2N	- 1.10	- 6.91			
05.LG. 2O	- 1.28	- 6.51			
05.LG. 2P	- 1.34	- 5.43			
05.LG. 2Q	- 1.35	- 5.35			
05.LG. 2R	- 1.51	- 5.97			
05.LG. 2S	- 1.89	- 8.34			
05.LG. 2T	- 1.10	- 8.56			
05.LG. 2U	- 0.36	- 10.03			
05.LG. 2V	+0.45	- 8.83			
05.LG. 2X	+0.13	- 9.55			
05.LG. 2Y	+0.97	- 6.39			
05.LG. 2Z	- 0.56	- 8.10			
05.LG. 2A1	+0.34	- 9.37			
05.LG. 2B1	+0.56	- 7.61			
05.LG. 2C1	+0.54	- 7.95			
05.LG. 2D1	+3.18	- 7.40

Figura 20 - Seção da Mina Laginha (lado oeste), sendo que a da esquerda é um detalhamento da parte basal (Formação Tamengo). Nessa figura, foram incluídos os dados de Velásquez et al. (2008).

Em camada de folhelho situada acima da referida sucessão com incursão negativa, já associada a incursão positiva de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, foi encontrado zircão euédrico cuja análise U-Pb pelo método SHRIMP forneceu idade 543 ± 2 Ma (Babinski et al. 2007).

A incursão positiva foi observada também no lado leste da mina (onde não ocorre a sucessão com a incursão negativa), e sobre essa incursão, os valores passam também ao patamar homogêneo, de por volta $+3 \text{ ‰}$, na camada de *wackestone* com *rudstones* intercalados (tabela 5 e figura 21).

Figura 21 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O do lado leste da Mina Laginha (Formação Tamengo).

O contato do topo da Formação Tamengo com os siltitos e folhelhos da Formação Guaicurus é concordante e brusco. Localmente, foram observados intraclastos de calcário da Formação Tamengo nos siltitos e bolsões de arenito grosso a conglomerado (figura 22),

interpretados como originados por fluxos gravitacionais (Boggiani et al. 2004), mas também interpretados como resultantes de processos glaciais (Gaucher & Poiré 2009).

Na seção da Mina Laginha, é mencionada a presença de raros fragmentos de *Cloudina* e *Corumbella* (Zaine 1991) e na base da Formação Guaicurus, foi identificada a presença de *Eoholynia corumbensis*, remanescente de alga eucariótica (Gaucher 2000, Gaucher et al. 2003).

Figura 22 – Blocos de *mudstones*, provenientes da Formação Tamengo, imersos em siltitos da base da Formação Guaicurus (Diamictitos Laginha).

Tabela 5 – Valores de isótopos de C e O do lado leste da Minha Laginha e dados geoquímicos

amostra	$\delta\text{C}^{13}\text{PDB}$	$\delta\text{O}^{18}\text{PDB}$	Sr (ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr
LAG 01	-0.21	-6.37	1610	0,049	0,54
LAG 02	+0.26	-8.24			
LAG 03	+4.04	-5.91			
LAG 04	+3.94	-7.04			
LAG 05	+2.70	-7.05	2232	0,077	3,14
LAG 06	+4.03	-7.01			
LAG 07	+5.32	-7.12			
LAG 08	+5.29	-7.25			
LAG 09	+4.19	-6.10			
LAG 10	+5.43	-7.69	5453	0,017	0,85
LAG 11	+5.53	-4.48			
LAG 12	+1.62	-7.02			
LAG 13	+2.18	-6.68			
LAG 14	+3.06	-5.74			
LAG 15	+3.12	-6.71	1864	0,012	0,41
LAG 16	+3.10	-6.17			
LAG 17	+3.32	-6.14			
LAG 18	+3.30	-6.06			
LAG 19	+3.35	-6.18			
LAG 20	+3.38	-6.38	2024	0,012	0,45
LAG 21	+3.33	-5.74			
LAG 22	+3.24	-6.18			
LAG 23	+2.84	-6.46			
LAG 24	+2.60	-6.40			
LAG 25	+2.83	-6.99	1610	0,015	0,46
LAG 26	+2.76	-7.10			
LAG 27	+2.19	-7.66			
LAG 28	+2.90	-7.05			
LAG 29	+3.02	-6.81			
LAG 30	+2.70	-6.99	1392	0,019	0,67
LAG 31	+2.48	-7.30			
LAG 32	+2.71	-7.18			
LAG 33	+2.51	-7.20			
LAG 34	+2.21	-6.80			
LAG 35	+3.08	-5.94	2334	0,012	0,36
LAG 36	+3.09	-6.34			
LAG 37	+3.03	-6.29			
LAG 38	+2.90	-6.00			
LAG 39	+2.56	-6.67			
LAG 40	+2.56	-6.25	1543	0,019	0,54
LAG 41	+2.83	-7.07			
LAG 42	+2.46	-6.40			
LAG 43	+3.07	-6.42			
LAG 44	+3.12	-6.49			
LAG 45	+3.07	-6.78	1775	0,009	0,63
LAG 46	+2.58	-6.49			
LAG 47	+2.48	-7.23			
LAG 48	+2.43	-7.69			

Cont.

amostra	$\delta C^{13}PDB$	$\delta O^{18}PDB$	Sr (ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr
LAG 49	+2.54	-7.29	1560	0,009	0,57
LAG 50	+2.61	-6.51			
LAG 51	+2.82	-7.24			
LAG 52	+3.14	-7.15			
LAG 53	+3.23	-6.15	2161	0,005	0,53
LAG 54	+3.33	-6.02			
LAG 55	+3.20	-6.60			
LAG 56	+3.29	6.51			
LAG 57	+3.19	-5.96	2787	0,004	0,36
LAG 58					
LAG 59	+3.27	-5.99			
LAG 60	+3.16	-5.53			
LAG 61	+3.18	-7.01	2686	0,006	0,48
LAG 62	+3.19	-6.44			
LAG 63	+3.23	-5.34			
LAG 64	+3.21	-6.64			
LAG 65	+3.23	-6.40	2605	0,009	0,38
LAG 66	+3.26	-6.28			
LAG 67	+3.16	-6.40			
LAG 68	+3.03	-7.17			
LAG 69	+2.70	-7.21	1537	0,03	0,69
LAG 70	+2.88	-6.33			
LAG 71	+3.06	-7.69			
LAG 72	+2.56	-7.90			
LAG 73	+2.82	-6.61			
LAG 74	+2.90	-7.78			
LAG 75	+2.72	-7.92			
LAG 76	+2.39	-8.14			
LAG 77	+2.52	-7.59			
LAG 78	+5.76	-7.07			
LAG 79	+2.15	-7.98			
LAG 80	+1.78	-8.51			
LAG 81	+1.80	-8.41			
LAG 82	+1.71	-10.02			
LAG 83	+1.55	-9.07			
LAG 84	+2.15	-9.26			
LAG 85	+2.15	-9.25			
LAG 86	+1.85	-9.58			

3.7.2.2 Seção das minas Saladeiro e Corcal (Corumbá)

As seções das minas Saladeiro e Corcal situam-se na escarpa de Corumbá – Ladário, na margem do Rio Paraguai e do canal Tamengo. A Mina Saladeiro situa-se em frente da Fábrica de Cimento Itaú, 6,5 km a Leste da Mina Corcal, estando esta situada próximo do aeroporto de Corumbá. Nessas exposições, às margens do Rio Paraguai, é que se encontram as mais importantes ocorrências de fósseis de animais *Cloudina* e *Corumbella* – figuras 23 e 24.

Nessas seções há predomínio de *grainstones*, com camadas com *mudstones*, caracteristicamente pretos, contendo intercalações de folhelhos grafitosos os quais, sob ação do intemperismo, passam a apresentar cores esbranquiçadas.

Os *grainstones* ocorrem em camadas decimétricas com laminações cruzadas de baixo ângulo, interpretadas como estratificação cruzada hummocky. Marcas onduladas simétricas são comuns, onde geralmente se encontram concentrações de conchas de *Cloudina*, o que é muito bem observado na Mina Corcal. Os fósseis de *Corumbella* são observados nos folhelhos, na forma de grandes concentrações de indivíduos inteiros (figura 22) ou concentrações das carapaças.

Os depósitos sedimentares expostos nas seções das minas Saladeiro e Corcal são interpretados como originados em águas relativamente profundas, porém próximas ao nível de base de ondas de tempestades. Já a sucessão da Mina Laginha é interpretada como originada em águas relativamente mais profundas, o que explicaria a raridade de fósseis de metazoários na Mina Laginha.

Figura 23 – Concentração de carapaças de Cloudinas na Formação Tamengo (Grupo Corumbá).

Figura 24 – Fóssil de *Corumbella weneri* da Formação Tamengo (Grupo Corumbá).

Intercalados aos *mudstones* da Mina Corcal, foram identificados folhelhos com aspecto sugestivo de tufo vulcânicos (figura 25), apesar de nenhuma textura diagnóstica ter sido observada em seção delgada. Esse material encontra-se calcretizado, e foram extraídos cristais de zircão eudrais que forneceram idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 543 ± 3 Ma ($n=17$; 95% confiança) interpretada como do vulcanismo associado à deposição desses carbonatos (Babinski et al. 2007).

Figura 25 – Intercalação de material piroclástico ou vulcanoclástico em *grainstones* da Formação Tamengo na Mina Corcal, de onde foram obtidos zircões para datações geocronológicas.

Não se tem ainda a constatação da possível fonte vulcânica do zircão estudado. Existe a menção de ocorrência de rochas vulcânicas na Bolívia, na região de Puerto Suarez, na forma de quartzo-pórfito na base do Grupo Jacadigo/Boqui, com idade K-Ar de 623 Ma

(O'Connor & Shaw 1986 *apud* Berrangé & Litherland 1982 e Ávila Salinas 1992). Foram realizados levantamentos na Bolívia, mas essas rochas vulcânicas não foram encontradas. Geólogos que trabalharam na região com pesquisa mineral também informam desconhecer a presença dessas vulcânicas, o que deixa ainda essa questão como enigmática.

No âmbito da Faixa Paraguai, Nogueira et al. (1978) descreveram metabasitos e possíveis cinzas vulcânicas a Leste da Serra da Bodoquena, estas já mencionadas por Almeida (1968) e, posteriormente, notificadas por Carvalho & Moraes (1992) na parte norte da faixa no domínio do Grupo Cuiabá. Amostras desses metabasitos foram coletadas na Serra da Bodoquena, mas não foi possível obter zircão para datação, e encontram-se muito alteradas para outras investigações geocronológicas.

Na região de Nova Xavantina, no extremo leste da porção setentrional da faixa de dobramentos, seqüência metavulcânica-sedimentar foi descrita sob a denominação Metavulcânicas Araés (Pinho 1990; Martinelli 1998; Dantas & Martinelli (2003). Esta seqüência é considerada como pertencente ao Grupo Cuiabá (Pinho 1990), considerado como distal aos depósitos glaciogênicos da Formação Puga (Alvarenga & Trompette 1992). Porém, há ainda a interpretação das vulcânicas constituírem unidade basal independente, o que requer estudos mais detalhados para certificação de seu posicionamento estratigráfico. Foi obtida isócrona com idade 570 Ma (Dantas & Martinelli 2003) para essas rochas, a qual foi interpretada como idade da cristalização, com a possibilidade de correlação desse evento vulcânico com o que teria gerado os cristais de zircão encontrados na Formação Tamengo, em Corumbá.

A seção da Mina Saladeiro abrange exposição de 15 m, com camadas mergulhando para Norte, no sentido do Rio Paraguai. Nessa seção, os isótopos de C variam pouco entre 2,8 e 4,6 ‰ (tabela 06) e foram encontradas razões de Sr de 0.7085 (Boggiani 1998).

Tabela 6 – Valores de isótopos de C e O da seção Saladeiro.

amostra	$\delta\text{C}^{13}\text{PDB}$	$\delta\text{O}^{18}\text{PDB}$
CO 46 C	+2.87	-10.30
CO 46 D	+4.59	-7.18
CO 46 E	+4.38	-7.93
CO 46 F	+4.47	-7.97
CO 46 G	+4.61	-7.90
CO 46 I	+5.10	-6.53
CO 46 J	+3.93	-8.38
CO 46 K	+4.35	-6.29
CO 46 L	+2.02	-9.84
CO 46 M	+3.66	-7.07

A seção da Mina Corcal foi levantada com mais detalhe, para coleta de material para obtenção de zircão. Para melhor posicionamento das amostras coletadas, esse levantamento foi precedido do entendimento da deformação estrutural que ali ocorre na forma de dobras flexurais, (figura 26). A partir de novas análises SHRIMP, obteve-se idade média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 543 ± 3 Ma ($n= 17$; 95% confiança), interpretada como da deposição desses carbonatos (Babinski et al. 2008a).

Figura 26 – Exposição da Formação Tamengo na Mina Corcal (Corumbá, MS), com ocorrências de cinzas vulcânicas associadas a níveis de concentração de *Cloudina*. O esquema abaixo demonstra o estilo de dobramento, cujo levantamento foi necessário para levantamento da seção estratigráfica e coleta das amostras.

Na Mina Corcal, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ são positivos, por volta de $+5\text{‰}$, ao longo de toda a seção (tabela 7 e figura 27).

Tabela 7 – Valores de isótopos de C e O das seções da Mina Corcal

Corcal	δC^{13} PDB	δO^{18} PDB	Sr(ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr
Y-A	4,4	-6,8	2381	0,55	0,32
Y-B			2394		
Y-C	3,8	-5,9	2525	0,15	0,18
Y-D	4,1	-7	2067	0,49	0,91
Y-E	3,2	-5	2625	0,21	0,16
Y-F	5,5	-4,2	2845	0,16	0,11
Y-G	5,2	-4,1	2409	0,16	0,20
Y-H	4,8	-7,3	2480	0,16	0,11
Y-I			2417		
Y-J	5,6	-7,5	2151	0,18	0,13
Y-Ia			1859		
Y-Jb	5,4	-6,4	2171	0,14	0,21
Y-Kc			2056		
Y-L			2173		
Y-M	5,1	-7,7	2668	0,17	0,16
Y-P	5,6	-5,8	3161	0,15	0,07
Y-Q	5,2	-8,3	2241		
Y-R	5,1	-8,3	2464		
Y-S	5,2	-9,2	1944		
Y-T			1698	0,27	0,29
Y-U	5	-9,3	1749	0,27	0,34
Y-V	4,8	-9,6	1862	0,21	0,28
Y-Xa	-0,3	-10,1	1777	7,37	2,79
Y-Z			685		
Z-B	4,9	-8,8	1827	0,28	0,31
Z-C	4,4	-8,4	1557		
Z-E	4,3	-4,4	2055	0,26	0,22
Z-G	3,8	-7,8	1421		
Z-H			1705		
Z-I			2210		
Z-K	4,1	-7,6	2671	0,32	0,30
Z-L	4,6	-7,4	2510		
Z-M	5,2	-6,7	2962	0,26	0,19
Z-O	5,3	-5,6	2632		
Z-R	5,3	-7,1	2895	0,24	0,12
Z-S			3272		
Z-T	4,6	-6,3	2421		
Z-V	5	-6,9	2505	0,15	0,27
Z-X			2866		
Z-Y	3,5	-6,3	2063	0,30	0,31

Figura 27 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da Mina Corcal (Formação Tamengo).

3.7.2.3. Seção Fazenda Baía das Garças (Serra da Bodoquena)

Na Serra da Bodoquena, a Oeste da cidade turística de Bonito, ocorrem extensas áreas com exposições de *grainstone* preto, com laminações cruzadas, interpretados como pertencentes à Formação Tamengo, sobre arenitos da Formação Cerradinho. Os valores de isótopos desses carbonatos são ao redor de + 3 ‰ (n= 9), sendo que dois valores são de + 1,5 ‰ (tabela 8).

Em folhelhos subjacentes a esses calcários, foram identificados microfósseis de *Bavlinella faveolata* (Gaucher et al. 2003), identificados como pertencentes à Formação Cerradinho, mas a colocação desses na Formação Tamengo é mais adequada, ainda mais em função da presença de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ positivos nos carbonatos sobrejacentes.

Tabela 8 – Valores de isótopos de C e O da seção da Fazenda Baía das Garças

amostra	$\delta C^{13}PDB$	$\delta O^{18}PDB$
BG-01	+2.77	-6.67
BG-02	+3.31	-6.05
BG-03	+1.57	-3.64
BG-04	+3.21	-5.51
BG-05		
BG-06	+3.64	-4.68
BG-07	+2.99	-5.86
BG-08	+3.37	-5.70
BG-09	+2.48	-6.52
BG-10	+1.50	-5.84
BG-11	+3.98	-5.13

3.7.2.4 Seção da Mina Horii (Bodoquena)

A exposição da Formação Tamengo na Mina Horii, em Bodoquena, no Norte da Serra da Bodoquena (figura 28), encontra-se no domínio da Faixa de Dobramentos Paraguai. Apesar da base da mina ter uma falha de empurrão, toda a seção levantada encontra-se pouco deformada e em posição interpretada como normal.

Nos mapas geológicos disponíveis (Corrêa et al. 1979, Araujo et al. 1982), esses calcários são identificados como Grupo Cuiabá. Porém, as características petrográficas e faciológicas permitem interpretá-los como representantes distais dos carbonatos da Formação Tamengo observados a Oeste.

A seção na Mina Horii é caracterizada por camadas decimétricas a métricas de *ooid grainstones* e *wackestones* (figura 29), com esporádicas intercalações centimétricas de pelitos e de *mudstones* maciços. Não foram encontrados fósseis metazoários nessa seção.

Figura 28 – Mina Horii, com exposição de calcários (*ooids grainstones*) da Formação Tamengo no domínio da Faixa Paraguai (Bodoquena, MS).

Figura 29 – Fotomicrografia de *wackestone* da Mina Horii.

Os valores de isótopos de C são homogêneos e ao redor de $+3\text{‰}$ (tabela 9 e figura 30) e não se tem, nessa exposição, uma seção completa da Formação Tamengo, tampouco da porção inferior, uma vez que existe uma falha de empurrão de baixo ângulo na base da mina.

Tabela 9 – Valores de isótopos de C e O da seção da Mina Horii

amostra	δC^{13} PDB	δO^{18} PDB	Sr(ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr
MH-04	2,5	-5	3792	0,04	0,05
MH-07	3,0	-4,6	2536	0,09	0,01
MH-12	1,9	-6,2	3669	0,04	0,02
MH-15	3,0	-3,9	4321	0,04	0,01
MH-17	2,8	-3,4	3067		
MH-20	2,7	-3,9	2772	0,07	0,01
MH-32	3,0	-4,6	7383	0,04	0,02
MH-45	2,7	-4,3	3119		
MH-49			3365	0,07	0,01
MH-50	2,8	-4,2	3286		
MH-51	3,0	-4	3261	0,12	0,05
MH-52	3,0	-6,2	2603		
MH-54	2,9	-4,2	2934		
MH-58	3,0	-4,3	3524	0,04	0,01
MH-59	2,8	-3,9	3604		
MH-65	2,9	-4,5	4110	0,05	0,01
MH-74	3,1	-3,4	3583	0,04	0,01
MH-79			10289	0,05	0,12
MH-86	3,0	-4,2	3180	0,07	0,04
MH-92	3,1	-4,5	2553	0,06	0,01

Figura 30 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O da seção da Mina Horii (Formação Tamengo), na Serra da Bodoquena.

3.7.2.5 Seção da Mina Calbon (Miranda)

Na porção mais deformada da Faixa Paraguai Meridional, a Leste da Serra da Bodoquena, afloram metadolomitos mapeados como Grupo Cuiabá, porém com características faciológicas semelhantes aos carbonatos da Formação Tamengo (Grupo Corumbá).

Exposição representativa desses carbonatos ocorre na Mina Calbon (figura 31), em Miranda. Nessa localidade, as camadas apresentam direção N20°E com mergulho de 20° para SE. Uma seção de 23 m foi levantada, com coleta de amostra em intervalos de 1m.

Figura 31 – Mina Calbon, com exposição de calcários dolomitizados (*mudstones*) com camadas de folhelhos grafitosos, situados a Leste da Serra da Bodoquena, no domínio da Faixa Paraguai.

A seção é constituída predominantemente por *mudstone* dolomítico, intercalações de *grainstone* dolomíticos e camadas de filito grafitoso no topo. Não foram observadas estruturas sedimentares indicativas de águas rasas. Os metadolomitos encontram-se laminados, com a possibilidade, porém, dessa laminação ser tectônica. Mas a presença de filitos grafitosos seria indicativa de sedimentação em águas profundas.

As amostras encontram-se em parte recristalizadas e silicificadas, mas a petrografia mostra a presença de porções preservadas. Através da análise por catodoluminescência e petrográfica, foram extraídas amostras com broca de diâmetro milimétrico para análise de isótopos de C e O.

Os valores de isótopos de C apresentaram-se homogêneos, com distribuição entre + 3,65 a + 5,28 ‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) e os de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ entre - 0,12 a -4,12 ‰ (tabela 10 e figura 32). Os valores de isótopos de O indicam possível alteração por se encontrarem próximos a zero, mas devido aos valores de MnO serem inferiores a 0,050 %, é pouco provável que tenham sido modificados por alteração meteórica. Dado o grau de recristalização, é mais provável que a alteração tenha sido causada pelo metamorfismo, o qual também poderia ter causado a dolomitização. Os valores de isótopos de C positivos, entre +4 e + 5 ‰, são semelhantes aos encontrados em parte dos calcários calcíticos da Formação Tamengo em Corumbá.

Se for considerada a possibilidade de que os valores de isótopos de C sejam originais, os metadolomitos da Mina Calbon poderiam ser considerados pertencentes à Formação Tamengo, e assim teriam se depositado em águas relativamente mais profundas com relação aos observados a Leste.

Ao microscópio petrográfico, as rochas da seção Mina Calbon apresentaram-se fortemente deformadas e recristalizadas, como observado em campo. Apesar da recristalização, a laminação original se manteve preservado, ainda que com certo estiramento tectônico dos minerais de calcita.

Além da deformação, foi verificada elevada quantidade de quartzo e matéria orgânica em algumas amostras. O quartzo foi remobilizado e concentrado em lentes concordantes com a foliação.

Tabela 10 – Valores de isótopos de C e O da Formação Tamengo na Mina Calbon

amostra	$\delta C^{13}PDB$	$\delta O^{18}PDB$	SiO_2	MnO	Fe_2O_3
CALB-02	3,98	-1,93			
CALB-03	3,65	-1,83	4,61	0,009	0,37
CALB-04	4,59	-2,36			
CALB 5s	4,95	-3,24	3,16	0,017	0,29
CALB 5inf	4,88	-2,79	3,16	0,017	0,29
CALB-06	5,22	-3,65			
CALB-07	4,32	-1,95	28,48	0,009	0,34
CALB-08	4,14	-1,03			
CALB-11	3,65	-4,12	2,32	0,017	0,45
CALB-12	4,44	-1,54			
CALB-5a	1,64	-0,15	0,79	0,027	0,57
CALB-15b	5,06	-0,12	0,79	0,027	0,57
CALB-18	5,28	-0,62

Figura 32 – Distribuição dos valores de isótopos de C e O na seção da Mina Calbon (Formação Tamengo).

3.7.2.6 Discussão dos dados de isótopos de C da Formação Tamengo

Os dados de isótopos de C obtidos possibilitam confirmar a hipótese anteriormente apresentada de que os carbonatos presentes nas porções mais deformadas da Faixa Paraguai seriam correspondentes distais, depositados em águas mais profundas, dos carbonatos típicos da Formação Tamengo, fossilíferos e aflorantes na região de Corumbá e não pertencentes ao Grupo Cuiabá, como considerado nos mapas geológicos disponíveis.

Com base nessa nova definição da Formação Tamengo, é possível discutir sobre a variação dos valores de isótopos de C ao longo de diversas seções representativas de variações laterais de profundidade, apesar da única seção completa da Formação Tamengo ter sido a da Mina Laginha em Corumbá.

Os dados apresentados possibilitam ainda confirmar a característica marcante da Formação Tamengo ser representada por valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, com registro por volta de $+3\text{‰}$ nas porções superiores, que contém os fósseis de animais.

A incursão negativa de isótopos de C (até -3‰) na base da Formação Tamengo, somente encontrada na Mina Laginha,. Ainda com base na seção da Mina Laginha, é possível interpretar que acima da incursão negativa, ocorre rápida incursão positiva ($+5\text{‰}$), posicionada estratigraficamente abaixo da ocorrência dos fósseis de animais.

A amarração geocronológica dessa incursão negativa de isótopos de C, em 543 ± 2 Ma, possibilita algumas considerações. Incursões negativas foram descritas na Namíbia (Grupo Nama) acima de um limite de sequência e 500 m abaixo de cinzas vulcânicas datadas em 548.8 ± 1.0 Ma (Grotzinger et al. 1995). Em Oman, incursão negativa foi identificada no Grupo Ara, datada em 542 Ma (Amthor et al. 2003) e na China, Condon et al. (2005) identificaram incursão negativa pronunciada (por volta de -8‰) na parte superior da Formação Doushantuo, datada em 551.1 ± 0.7 Ma.

Todas as incursões negativas mencionadas, inclusive a identificada no presente trabalho na Mina Laginha, são mais novas do que 580 Ma, idade interpretada como sendo da Glaciação Ediacarana (Gaskier) e, portanto, não poderiam ser associadas a esse evento.

A possibilidade da incursão negativa da base da Formação Tamengo representar o limite do Pré-Cambriano com o Cambriano também é descartada, em função de encontrar-se abaixo da ocorrência de *Cloudina*. Na seção do Grupo Nama, na Namíbia, também não foi observada a incursão negativa do limite Pré-Cambriano-Cambriano, mas a interpretação é de que esse intervalo tenha sido erodido (Grotzinger et al. 1995), uma vez que foi

observada a presença do icnofóssil índice da base do Cambriano, *Treptichnus pedum*, em rochas sedimentares sobre discordância erosiva.

A presença de expressiva brecha na base da Formação Tamengo, com clastos de litologias típicas da Formação Bocaina subjacente e até do embasamento granítico-gnaissico, estaria associada a rebaixamento eustático considerável. As causas desse rebaixamento poderiam ser glacial ou tectônicas.

A situação estratigráfica da incursão negativa da base da Formação Tamengo é muito semelhante à encontrada no Grupo Nama. Já a observada na Formação Doushantuo parece ser mais antiga e os valores relativamente mais negativos.

No Sistema Edicarano Chinês, foi possível definir uma curva composta (Zhou & Xiao 2007), que pode ser extrapolada para as principais sucessões ediacaranas. Essa seção composta inclui: 1) uma excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ na base da Formação Doushantuo, em capa carbonática que recobre os diamictitos da Formação Nantuo; 2) excursão positiva (superior a $+ 5.1 \text{ ‰}$) em posições ainda inferiores da Formação Doushantuo; 3) valores negativos (até $- 4.6 \text{ ‰}$) próximo ao topo da Formação Doushantuo; 4) pronunciada excursão positiva na base da Formação Dengying sobrejacente, com valores até $+ 5.8 \text{ ‰}$; 5) um patamar de valores ao redor de $+ 2,5 \text{ ‰}$ para o resto da Formação Dengying e 6) tendência de valores negativos no topo da Formação Dengying.

Comparando as variações descritas na China com as do Grupo Corumbá, a excursão negativa identificada na base da Formação Tamengo poderia ser correlacionada a encontrada no topo da Formação Doushantuo, enquanto que a excursão positiva seria correlacionada à base da Formação Dengying. O que chama a atenção para a correlação é a presença do patamar de valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ao redor de $+ 2,5 \text{ ‰}$, sendo essa uma característica marcante da metade superior da Formação Tamengo.

Patamar de valores positivos (por volta de $+ 2,5 \text{ ‰}$) foi também observado no Canadá, nas Montanhas Mackenzie, nas formações Blueflower e Risky (Walter et al. 2000) e na Namíbia (Grupo Schwarzsand), sendo que nessa sucessão o patamar encontra-se também sobre o pico positivo ($+ 5 \text{ ‰}$), com idade geocronológica de $549 \pm 1 \text{ Ma}$ (Grotzinger et al. 1995, Saylor et al. 1998).

Esse patamar de valores positivos de isótopos de C também vem sendo observado em exposições do Grupo Itapucumi, objeto de tese de doutoramento de Lucas Warren, sob orientação do autor, o que possibilita confirmar correlações de parte dessa unidade carbonática do Paraguai com a Formação Tamengo.

4. Discussão sobre a sedimentação autigênica nas unidades da Faixa Paraguai

A razão da ocorrência desse padrão anômalo de sedimentação autigênica, que é uma característica do final do Criogeniano e do Ediacarano como um todo, tem sido um dos principais motivos das investigações de sucessões sedimentares neoproterozóicas ao redor do globo, o que tem resultado na formulação de hipóteses de variações globais, as quais procuram também explicar a irradiação evolutiva do início do Cambriano.

Apesar das controvérsias que ainda persistem sobre a hipótese *Snowball Earth*, uma variante mais atenuada dessa hipótese (*Slushball Earth*) pode explicar melhor, e de forma conjunta, todas as anomalias sedimentares e geoquímicas observadas em sucessões neoproterozóicas, notadamente as autigênicas, assim como também a irradiação metazoária cambriana. A hipótese *Slushball Earth* aplica-se bem às unidades estratigráficas da Faixa Paraguai, onde recorrentes surgências marinhas tiveram grande influência na sedimentação, estando praticamente ausentes as evidências de influência direta de glaciação.

A diferença marcante entre os dois modelos (*Snowball Earth* e *Slushball Earth*) consiste não apenas no fato de o planeta ter estado ou não totalmente coberto por gelo e sim na diminuição ou não da atividade de seres planctônicos fotossintetizantes (Cowen 2001). Sob condições *Hard Snowball Earth*, a luz do Sol não atravessaria as espessas banquisas de gelo e, sem a fotossíntese, os oceanos teriam ficado anóxicos. Teriam, assim, retomado as condições ecológicas semelhantes ao do Arqueano, com atividades biológicas restritas a bactérias anaeróbicas, com predomínio da quimiosíntese. Os seres eucariontes teriam sobrevivido em lagoas rasas sobre o gelo ou em oásis ao redor de *vents* submarinos e o estresse pelo qual o planeta teria passado, com mudanças de temperaturas de $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$, em intervalo de tempo de apenas alguns milhões de anos, teria sido a causa da evolução metazoária.

O cenário descrito tem sido apontado como mais favorável a padrões de extinções do que evolucionários (Cowen 2001) e encontra respaldo em evidências de que, durante as glaciações, a diminuição da atividade biológica não teria sido nula.

Em unidades interpretadas como originadas sob glaciação, ou influência desta, como o Grupo Vazante, foi identificada a presença de glendonita, mineral carbonático autigênico originado em águas frias, em sucessão com intercalação de folhelhos com matéria orgânica (3 %), cujos biomarcadores refletem complexo e produtivo ecossistema microbiano com bactérias fototróficas e eucariontes em águas rasas oxigenadas, mas com variações laterais para águas profundas anóxicas (Olcott et al. 2005).

No modelo *Slushball Earth*, a não totalidade de cobertura do planeta por gelo possibilita um cenário totalmente diferente ao do modelo de congelamento total: a erosão dos continentes permaneceria ativa durante as glaciações, possibilitando o aporte contínuo de nutrientes, através de surgências marinhas nas zonas equatoriais. As águas profundas seriam anóxicas, independente do nível de oxigênio das águas superficiais, em função da decantação da contínua produção orgânica, o que possibilitaria a concentração de ferro dissolvido e sua precipitação mesmo durante os períodos glaciais. As periódicas surgências teriam promovido as condições ideais para proliferação planctônica, junto a qual pequenos seres metazoários poderiam ter evoluído.

Seriam portanto as condições de intensa atividade biológica, reduzidas à faixa equatorial do planeta, onde também os nutrientes estariam concentrados, que teriam proporcionado a rápida evolução metazoária e não as condições estéreis previstas para o modelo *Snowball Earth*.

Com o degelo, os protistas e micrometazoários planctônicos da zona equatorial passariam a ter área maior de proliferação e diferentes nichos, sob condições de alta disponibilidade de alimento, advindo do acúmulo de matéria orgânica durante as glaciações parciais do planeta, o que teria possibilitado a irradiação explosiva do início do Cambriano.

Na Faixa Paraguai Meridional, e coberturas cratônicas a Oeste, tem-se o registro de sedimentação autigênica com formações ferríferas e manganesíferas, capas carbonáticas recobrendo diamictitos, dolomitos organogênicos, fosforitos, calcários calcíticos com registros anômalos de isótopos de C (incursões negativas e positivas). Esse registro é interpretado como associado à intensa atividade microbiana, a qual estaria relacionada mais a surgências marinhas do que a eventos glaciais, mais coerent, portanto, com o modelo de *Slushball Earth* do que ao de congelamento total (*Snowball Earth*).

Não se descarta a relação com o modelo de *Zipper-Rift*, sem relação com glaciações globais, já que não é possível descartar totalmente a influência direta ou indireta de eventos glaciais nas unidades estudadas. Porém, a ocorrência de faixa restrita de oceano desprovido de gelo, ao longo do Equador, teria possibilitado maior vigor nas surgências marinhas, que parecem ter tido grande influência no padrão anômalo da sedimentação autigênica das unidades da Faixa Paraguai Meridional.

A presença expressiva de dolomitos muito puros com *ooids* e estromatólitos e oncólitos bem preservados, poderia ser explicada também pela abundância de atividade microbiana, que teria sido responsável pela superação das barreiras químicas para formação primária (autigênica) de dolomita e também pela ausência dos organismos

predadores das esteiras microbianas e causadores de bioturbação. Fica claro que a formação organogênica de dolomitos e fosforitos depende da evolução de complexas relações geoquímicas logo abaixo da interface da esteira microbiana com a água, sendo que essa situação teria deixado de existir no início do Cambriano, com o surgimento de organismos escavadores que passaram a revolver as esteiras microbianas e sedimentos.

O registro sedimentar observado nas unidades da Faixa Paraguai e cobertura cratônica seria anômalo se comparado aos demais, em virtude da ocorrência de uma conjunção de fatores geotectônicos e possivelmente climáticos (glaciação global) que teriam proporcionado intensificação de surgências marinhas, cujo aporte de nutrientes teria sido também relativamente maior. Essa situação teria causado intensa proliferação microbiana, o que, conjugado com a ausência de organismos escavadores (bioturbação), teria levado à formação de extensas áreas com esteiras microbianas, responsáveis, ao menos, pela formação de expressivos depósitos de dolomitos e, em menor escala, de fosforitos.

5. Conclusão

Não se pode individualizar e atribuir a algum fato isolado e específico a explicação para o registro sedimentar autigênico anômalo no Neoproterozóico e sim a uma conjunção de fatores geotectônicos, geoquímicos e bióticos, com predominância desse último, face a inexistência de seres excretores de carbonato de cálcio (biomineralizações) e proliferação e preservação de extensas áreas com esteiras microbianas, devido a ausência de organismos bioturbadores.

A predominância de dolomitos no Neoproterozóico, caracterizados pela preservação de estruturas primárias, seria resultante de condições favoráveis para intensa proliferação microbiana em condições de sedimentação em áreas rasas, o que teria possibilitado a formação de espessas sucessões de dolomitos primários, como os da Formação Bocaina, através de complexas e específicas reações biogeoquímicas que somente recentemente vêm sendo melhor entendidas, através de análogos modernos como os da Lagoa Vermelha no Rio de Janeiro e Lagoas Coorong na Austrália. Provavelmente seriam também essas complexas reações biogeoquímicas a explicação para a formação dos fosforitos, após aumento do aporte de fósforo dissolvido, proporcionado por ressurgências marinhas episódicas.

Com o surgimento de organismos escavadores (bioturbação), o que dificultou a preservação de extensas áreas com esteiras microbianas, não mais existam as complexas e específicas reações biogeoquímicas microbianas, o que seria também uma explicação para a diminuição abrupta do registro de dolomitos no Fanerozóico.

A ocorrência anômala de formações ferríferas no Neoproterozóico, após 1,2 bilhões de anos de completa ausência desse tipo de sedimentação autigênica, aparenta estar associada à reativação de plumas mantélicas, o que teria proporcionado maior atividade hidrotermal, a qual seria a principal fonte de ferro em determinadas regiões do fundo oceânico, relacionada ao rifteamento do Rodínea. Não se descarta, porém, a influência também de atividade microbiana para explicar essa sedimentação anômala, através do surgimento de condições localizadas de anoxia e proliferação de bactérias oxi-redutantes como fator preponderante na precipitação do ferro.

A explicação acima não implica a necessidade de total isolamento das águas oceânicas da atmosfera oxidante, através da presença de banquisas de gelo, como preconiza a hipótese *Snowball Earth*, ainda mais se for descartada a possibilidade de influência glacial na sedimentação de formações ferríferas do tipo Rapitan, como se vem demonstrando, ao menos para os sedimentos do Grupo Jacadigo. Por outro lado, a

ocorrência de eventos glaciais globais configura ainda a única explicação para as enigmáticas capas carbonáticas que recobrem diamictitos em diversas localidades do globo terrestre, com semelhanças geoquímicas e sedimentares entre si. Nas capas carbonáticas, não se descarta a forte influência microbiana e ausência de bioturbação, tanto na formação dos dolomitos rosados como na formação dos *tubestones*, os quais podem ser explicados pelo rápido e contínuo crescimento estromatolítico.

Com relação à hipótese de glaciações globais, o registro sedimentar das unidades do contexto da Faixa Paraguai Meridional estaria mais relacionado a condições não tão severas quanto às da *Hard Snowball Earth* e sim a condições de congelamento parcial, com permanência de uma faixa equatorial sem gelo (*Slushball Earth*). Mesmo assim, o Sistema Terra, ou seja, as interações entre a geosfera, atmosfera, hidrosfera, ao final do Criogeniano e ao longo do Edicarano, teria sido único durante a sedimentação das unidades estudadas, o que teria proporcionado esse padrão anômalo, não uniformitarista, de sedimentação autigênica.

6 Referências Bibliográficas

- ADAMS, A.E. & MACKENZIE, W.S. 2004. the fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction in Guishou Province, South China. *Sedimentary Geology*, **164**: 161-178.
- AMTHOR, J. E.; GROTZINGER, J.P.; SCHRÖDER, S.; BOWRING, S.A.; RAMEZANI, J., MARTIN, M. MATTER, A. 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boudary in Oman. *Geology*, **31**(5):431-434.
- AITKEN, J.D., 1991. The Ice Brook Formation and post-Rapitian, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **404**:1- 43.
- ALLEN, P.A. & HOFFMAN, P.F., 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1946. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **119**: 1-58.
- ALMEIDA, F.F.M. DE. 1964A. GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE MATO-GROSSE. BOLETIM DA DIVISÃO DE GEOLOGIA E MINERALOGIA, DNPM, 215:1-137.
- ALMEIDA, F.F.M. DE 1964B. GLACIAÇÃO EOCAMBRIANA EM MATO GROSSO. NOTAS PRELIMINARES E ESTUDOS. DIVISÃO DE GEOLOGIA E MINERALOGIA,-DNPM, 117:1-11
- ALMEIDA, F.F.M. DE 1965A. GEOLOGIA DA SERRA DA BODOQUENA (MATO GROSSO), BRASIL. BOLETIM DA DIVISÃO DE GEOLOGIA E MINERALOGIA, DNPM, 219:1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. DE 1965B. GEOSINCLÍNEO PARAGUAIO. IN: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1, CENTRO ACAD. EST. GEOLOGIA, UFRGS, P. 88-109, PORTO ALEGRE.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (Suplemento Simpósio de Manto Superior). **40**: 285-296.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R., 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85-105.
- ALVARENGA, C.J.S. DE, SANTOS, R.V., DANTAS, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*. 131:1–21.
- ALVARENGA, J.S. DE; FIGUEIREDO, M.F.; BAIBINSKI, M.; PINHO, F. E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Edicacaran, Paraguay belt): Evidences of the Gaskier event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**:236-241.
- ALVARENGA, C.J.S. DE, BOGGIANI, P.C., BABINSKI, M., DARDENNE, M.A., FIGUEIREDO, M.F, SANTOS, R.V., DANTAS, E.L., 2009. The Amazonian Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, Vol. 16, Elsevier, pp. 15-28.

- ARAÚJO, H.J.T. DE; SANTOS NETO, A. DOS; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C. DE A.; MONTALVÃO, R.M.G. DE; DOURADO, T. D. DE C.; PALMEIRA, R.C. DE B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Folha SF-21- Campo Grande, 1- Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p.9-124.
- ASSERETO, R.L. & KENDALL, C.G.S.C. 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**: 153-210.
- AVILA SALINAS, W.A. 1992. El magmatismo Cámbrico-Orodovício en Bolivia. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutiérrez Marco, J.G.; Saavedra, J.; Rábano, I., editores), Universidade de Extremadura, Madrid, p. 242-253.
- BABINSKI, M. ; VIEIRA, L. C. ; TRINDADE, R. I. F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**: 401-406.
- BABINSKI, M., BOGGIANI, P.C., FANNING, C.M., FAIRCHILD, T.R., SIMON, C.M., SIAL, A.N., 2008a. U-PB SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. VI South American Symposium on Isotope Geology, Book of Abstracts, San Carlos de Bariloche, p. 160.
- BABINSKI, M., FANNING, C.M., TRINDADE, R.I.F., BOGGIANI, P.C. 2008b. U-Pb SHRIMP ages from the Neoproterozoic southern Paraguay Belt: constraining the depositional age and sediment provenance of glaciogenic deposits. In: 4th SHRIMP Workshop, Abstract Volume, Saint Petersburg, pp.19-21.
- BAKER, P. & KASTNER, M. 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213:214-216.
- BANERJEE, D.M. 1971. Precambrian stromatolitic phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India. *Bulletin of Geological Society of America*, **82**:2319-2330.
- BANERJEE, D.M. 1986. Precambrian stromatolite phosphorites - regional review: Indian subcontinent. Phosphate deposits of the world, v. 1, Proterozoic and Cambrian Phosphorite, COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H., eds.), Cambridge University Press, p. 70-90.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1980. Glossary of Geology. American Geological Institute, Virginia, 2nd edition, 715 p.
- BATURIN, G.N. 2000. Formation and Evolution of Phosphorite Grains and Nodules on the Namibian Shelf, from Recent to Pleistocene. In *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, edited by Craig R. Glenn; Liliane Prévôt-Lucas e Jacques Lucas. SEPM Special Publication n. 66, p. 185-199.
- BAU M. & MÖLLER P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:2239-2249.
- BAUR, M.E.; HAYES, J.M.; STUDLEY, S.A.; WALTER, M.R. 1985. Millimeter-Scale Variations of Stable isotopoe Abundance in Carbonates from Banded Iron-Formation in the Hamersley Group of Western Australia. *Economic Geology*, **80**:270-282.

- BERRANGE, J.P. & LITHERLAND, M. 1982. Sinopsis de la geología y potencial de minerales el área del Proyecto Precámbrico - Proyecto de Exploración Mineral del Oriente Boliviano. Fase I e II: 1976-1983, Informe nº 21, 120 p.
- BEKKER, A. SLACK, J. F.; PLANAVSKY, N.; KRAPEZ, B.; HOFMANN, A.; KONHAUSER, K.O.; ROUXEL, J. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, **108**:487-508.
- BEUKES, N.J. 1973. Precambrian Iron-Formations of Southern Africa. *Economic Geology*, **68**: 960-1004.
- BEUKES, N.J. & KLEIN, C. 1993. Models for iron-formation deposition. In: SHCOPF, J.W. & KLEIN, C. eds. *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, Cambridge p. 147-151.
- BEUKES, N.J. & GUTZMER, J. 2004. Distribution, Genesis and Paleocological Significance of Iron Formation Through Time. In: "1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana" extended abstracts, IGCP Project 478, 2nd Meeting, Brazil, October 2004. p. 6-7.
- BEURLEN, K. & SOMMER, F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, (168):1-35.
- BOGGIANI, P.C. 1990. Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul. Dissertação de mestrado defendida no Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do IG/USP, 91 p.
- 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. & COIMBRA, A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **68**(4): 595-596.
- 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., GAUCHER, C. 2004. Cloudina from the Itapucumi Group (Ediacaran), SW Brazil, South America In: 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic in SW-Gondwana, 2004, São Paulo, SP. Extended Abstract, IGCP 478. , 2004. v.1. p.13-15.
- 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.; COIMBRA, A.M.; HACHIRO, J. 1996a. Evolução paleogeográfica do Grupo Corumbá (Neoproterozóico). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 6, p. 132-134.

- BOGGIANI, P.C., COIMBRA, A.M.; FAIRCHILD, T.R., 1996b. Stromatolitic Reefs of The Bocaina Formation (Corumbá Group - Neoproterozoic-Cambrian) Mato Grosso do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **68**(4):596-597.
- BOGGIANI, P.C.; FONTANETA, G.T.; SIAL, A.N. 2008. Uso de isótopos de C na interpretação da origem de dolomitos da Formação Bocaina – Grupo Corumbá (Ediacarano). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, Anais, p. 703.
- BOGGIANI, P. C., COIMBRA, A. M., SIAL, A. N., FERREIRA, V. P., 1998. The isotope and stratigraphic evidence of late Neoproterozoic Global Change in Central South America – Brazil: In *Chinese Science Bulletin* International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. **43** 13-13 Beijing.
- BOGGIANI, P.C.; SIAL, A.N.; COIMBRA, A.M.; FERREIRA, V.P. 1997. The carbon and oxygen isotope record of Neoproterozoic carbonate rocks of the Paraguay Fold Belt (Central South America). In SIMPÓSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, Campos do Jordão, 1997. *Boletim de Resumos*, CEPEGEO-IGUSP, p.57-59.
- BOGGIANI, P.C.; FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; BABINKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ACEÑOLAZA, G.; TOSELLI, A.J.; PARADA, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, Salvador, Brasil, v. 1, p. 324- 327.
- BOGGIANI, P. C., PIACENTINI, T., FAIRCHILD, T. R., YAMAMOTO, J. K., CAMPANHA, G. A. C.. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil) In *Short Papers V South American Symposium on Isotope Geology* Punta del Leste 1 227-229 Montevideo, Uruguay.
- 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* (in press).
- BONFIM, L.F.C. 1986. Fosfato de Irecê (BA): um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Pré-Cambriano Superior. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, *Anais....Goiânia*, SBG, v. 5, p. 2154-2166.
- BOSAK, T.; SOUZA-EGIPSY, V.; NEWMAN, D.K. 2004. A laboratory model of abiotic peloid formation. *Geobiology*, **2**:189-198.
- BRASIER, M.D. & CALLOW, R.H.T., 2007. Changes in the patterns of phosphatic preservation across the Proterozoic-Cambrian transition. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, **34**:377-389.
- BURNETT, W.C. 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits of Peru and Chile. *Geological Society America Bulletin*, **88**:813-823.
- BURNS, S.J., MATTER, A., 1993. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. *Eclogae Geol. Helv.* **86**: 595–607.

- CARVALHO, J.B. & MORAES, R. de 1992. Índícios de vulcanismo ácido no Grupo Cuiabá na região de Cuiabá, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...*, v.1., p. 311-312.
- CASSEDANE, J., 1984. Pseudomorphoses de cristaux de gypse dans les marbres à stromatolithes de Sete Lagoas, Minas Gerais, Brésil. *Bull. Soc. Geól. Fr.*, **26** : 961-969.
- CHANG, K.H. 1997. Isótopos estáveis (C,H,O) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: implicações na estratigrafia e na paleocirculação de fluidos na Bacia do São Francisco. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 129 p.
- CHANG, K.H.; KAWASHITA, K.; ZAIEN, M.F. 1994. Isotopic composition of carbonates from late proterozoic successions in Brazil and their stratigraphic variations. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14, Recife, 1994. *Abstracts...* Recife, IAS, p. G-21.
- CHAUHAN, D.S. 1978. Phosphate bearing stromatolites of the Precambrian Aravalli phosphorite deposits of the Udaipur region, their environment significance and genesis of phosphorite. *Precambrian Research*, **8**(1/2):95-126.
- CLOUD, P. E. 1968 Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. *Science*, 160:729-736.
- CLOUD, P.E. 1973. Paleoeological significance of banded iron-formation. *Economic Geology*, 68:1135-1143.
- CONDON, D., ZHU, M., BOWRING, S., WANG, W., YANG, A., JIN, Y. 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, **308**: 95-98.
- COOK, P.J.; MCELHINNY 1979. A reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the Light of Plate Tectonics. *Economic Geology*, **74**: 315-330.
- COMPTON, J.; MALLINSON, D. GLENN, C.R.; FILIPPELLI, G.; FÖLLMI, K.; SHIELDS, G.; ZANIN, Y. 2000. Variations in the Global Phosphorous Cycle. In *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, edited by Craig R. Glenn; Liliane Prévôt-Lucas e Jacques Lucas. SEPM Special Publication n. 66, p. 21-33.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1976. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Relatório Final (inédito), Goiânia
- 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 nº 3, 111p., mapa geológico esc. 1:250 000.
- CORSETTI, F. A. & GROTZINGER, J. P., 2005. Origin and Significance of Tube Structures in Neoproterozoic Post-glacial Cap Carbonates: Example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios*, **20**(4): 348-362.

- CORSETTI, F.A.; KIDDER, D.L.; MARENCO, P.J. 2006. Trends in oolite dolomitization across the Neoproterozoic-Cambrian boundary: A case study from Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 191:135-150.
- COWEN, R. 2001. Planktonic Paradise on Slushball Earth: a scenario for metazoan radiation. Disponível em <http://mygeologypage.ucdavis.edu/cowen/historyoflife/slushball.html>. Acesso em: 12 ago 2009.
- COZZI, A.; ALLEN, P.A.; GROTZINGER, J. P. 2004. Understanding carbonate ramp dynamic using delta 13C profiles: examples from the Neoproterozoic Buah Formation of Oman. *Terra Nova* 16:62-67.
- DANTAS, E.L. & MARTINELLI, C.C. 2003. Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 168-169.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001. Metalogênese do Brasil. UnB/ CPRM, Brasília, 392p.
- DARDENNE, M.A. 1998. Modelo Hidrotermal Sedimentar Exalativo para os Depósitos Fe-Mn da Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais Belo Horizonte, MG, p. 152.
- DES MARAIS, D.J. & MOORE, J.G. 1984. Carbon and its isotopes in mid-oceanic basaltic glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 69:43-57.
- DERRY, L.A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294:152-162.
- DEYNOUX, M. & TROMPETTE, R., 1976. Late Precambrian mixtite: glacial and/or non-glacial? Dealing especially with the mixtite of West Africa. *American Journal of Science*, 276:117-125.
- DONALDSON JA, ERIKSSON PG, ALTERMANN W. 2002. Actualistic versus nonactualistic conditions in the Precambrian: a reappraisal of an enduring discussion. In: Altermann W, Corcoran PL, editors. Precambrian Sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems. IAS Spec Publ, vol. 33. Oxford7 Blackwell; 2002. p. 3 –13.
- DORR II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bulletin of the United States Geological Survey*, 946A: 1-47.
- DOTT, R.H. JR., 1964. Wacke, graywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:625-632.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonates rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonate Rocks, (HAM, W.E. ed.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1: 108-121.
- DYMEK R.F. & KLEIN C. 1988. Chemistry, petrology, and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39, 247–302.
- ELDERFIELD, H. 2002. Carbonate Mysteries. *Science*, 296:1618-1620.

- ERIKSSON PG, MARTINS-NETO MA, NELSON DR, ASPLER LB, CHIARENZELLI JR, CATUNEANU O, 2001
An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, 141–142:1–35.
- ERIKSSON, P. G.; CATUNEANU, O. SARKAR, S. TIRSGAARD, H. 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, 176:17-42.
- Evans, D.A.D. 2000. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *Am. J. Sci.*, **300**: 347-433.
- EYLES, N. & JANUSZCZAK, N. 2004. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65:1-73.
- EYLES, N. & JANUSZCZAK, N. 2007. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation? *Basin Research*, **19**:179-198.
- FAIRBRIDGE, A.F. 1967. Phases of Diagenetic and Authigenesis. In: Larsen, G. & Chillingar, (ed.) Diagenesis in sediments: 19-89. Amsterdã, Elsevier, Developments in Sedimentology, n.8.
- FAIRCHILD, I.J., 1993. Balmy shores and icy wastes: The paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review*, **1**: 1-5.
- FAIRCHILD, T.R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 30, Recife, 1978. *Resumo das comunicações...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia-SBG, 1978, v.1, p.181.
- FAIRCHILD, I. & KENNEDY, M.J. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. *Journal of the Geological Society*, London, **164**: 895-921.
- FIGUEIREDO, M.F. 2006. Quimiestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. 2006. Dissertação (Mestrado em Geociências (Geoquímica e Geotectônica)) - Universidade de São Paulo.
- 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**: 65-75, 2008.
- FIGUEIREDO, M.F. 2006. Quimiestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. 2006. Dissertação (Mestrado em Geociências (Geoquímica e Geotectônica)) - Universidade de São Paulo.
- FIKE, D. A., GROTZINGER, J. P., PRATT, L. M. & SUMMONS, R. E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, **444**: 44–747.
- FLÜGEL, E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. Springer, Berlin Heidelberg, 976 p.

- FONT, E.; NÉDÉLEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MACOUIN, M.; CHARRIÈRE A. 2007. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d' Oeste cap dolostone (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**:89-103.
- FONTANETA, G.T. 2008. Petrografia, Geoquímica e Gênese das Rochas Fosfáticas do Grupo Corumbá (Ediacarano). Trabalho de Formatura de conclusão do curso de Geologia, Instituto de Geociências, USP, 60.
- FOWLES, J.1991. Dolomite: the mineral that shouldn't exist. *New Scientist*, **26**:46-50.
- FREITAS, B. T. 2006. Sedimentologia e Estratigrafia do Grupo Jacadigo, Maciço do Urucum, MS. Monografia de Trabalho de Formatura, Insituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 57p.
- FREITAS, B.T. 2010. Tectônica e Sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozóico, MS). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 144 p.
- FRYER B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall A.F. & Morris R.C. (eds.) Iron-formation: facts and problems. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p. 345-358.
- GAMMON, P.R.; MCKIDRY, D.M.; SMITH, H.D. 2005. The timign and environment of tepee formation in a Marinoan cap carbonate. *Sedimentary Geology*, **177**:195-208.
- GAUCHER, C. 1999. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). Ph. D Thesis, Philipps-Univesität Marburg, Germany.
- GAUCHER, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, **26**:1-120.
- GAUCHER, C., POIRÉ, D.G., 2009. Palaeoclimatic events. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology 16, Elsevier, pp. 123-130.
- 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. *n. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **199**(3):339-367.
- GAUCHER, C.; BOGGIANI ,P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A. N.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implactions. *Precambrian Research*, **120**(3-4):241-278.
- GAUCHER, C., SIAL, A.N., BLANCO, G., SPRECHMANN, P., 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, **7**:715-730
- GAUCHER, C., SIAL, A.N., POIRÉ, D., GÓMEZ-PERAL, L., FERREIRA, V.P., PIMENTEL, M.M., 2009. CHEMOSTRATIGRAPHY. NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN EVOLUTION OF THE RÍO DE LA PLATA PALAEOCONTINENT. IN: GAUCHER, C., SIAL, A.N., HALVERSON, G.P., FRIMMEL, H.E. (EDS.):

NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN TECTONICS, GLOBAL CHANGE AND EVOLUTION: A FOCUS ON SOUTHWESTERN GONDWANA. DEVELOPMENTS IN PRECAMBRIAN GEOLOGY, 16, ELSEVIER, PP. 115-122.

GEBELEIN, C.D. & HOFFMAN, P.F. 1973. Algal origin of dolomite laminations in stromatolite limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*. **43**:603-613.

GIVEN, R.K. & WILKINSON, B.H. 1987 . Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 1068-1078.

GLENN, C.R.; PRÉVÔT-LUCAS, L.; LUCAS, J. 2000. Marine Authigenesis: From Global to Microbial. SEPM Special Publication, n.66, 536p.

GOLDFARB, R.; BRADLEY, D.; LEACH, D.L. 2010. Secular Variation in Economic Geology. *Economic Geology*, **105**: 459-465.

GROSS G.A. 1991. Geochemical data on iron-formations. In: G.A. Gross & J.A. Donaldson (eds.) Iron-formation and metalliferous sediments in central Canada. *Geological Survey of Canada*, 57-59

GROSS, G.A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*. **18**:215-222.

GROTZINGER, J. & KNOLL, A.H. 1995. Anomalous Carbonate Precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**:578-596.

GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving precambrian world*. Tulsa, Oklahoma, SEPM – Society for Sedimentary Geology, p. 3-20, Special Publications n. 67.

GROTZINGER, J.P. & KASTING, J.F. 1993. New constraints on Precambrian ocean composition. *Journal of Geology*, 101:235-243.

GROTZINGER, J. P., BOWRING, S. A., SAYLOR, B. Z., KAUFMAN, A. J., 1995. Biostratigraphic and Geochronologic Constraints on Early Animal Evolution. *Science* 270:598- 604.

HAHN, G. & PFLUG, H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam.; Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana lethaea*, **65**(4/6):413-431.

HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.

HALVERSON, G.P., HOFFMAN, P.F., SCHRAG, D.P., MALOOF, A.C., RICE, A.H. 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotopic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **117**:1181–1207.

HALVERSON, G.P.; DUDÁS, F.Ö, MALOOF, A.C.; BOWRING, S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256:103-129.

- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B., 1985. The late Proterozoic glacial era. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**:255-272.
- HARDIE, L.A. 1987. Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:166-183.
- HEGENBERGER, W. 1993. Stratigraphy and Sedimentology of the Late Precambrian Witvlei and Nama Groups, east of Windhoek. Geological Survey of Namibia, Memoir 17:1-82.
- HOFFMAN P.F., KAUFMAN A.J., HALVERSON G. P. & SCHRAG D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**: 1342-1346.
- HOFFMAN, P. & SCHRAG, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**(3): 129-155.
- HOFFMAN, P.F., HALVERSON, G.P., GROTZINGER, J.P., 2002. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Comment. Geology*, **30**: 286-287.
- 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**, 817-820.
- HOFFMAN, P.F., KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- HOEFS, J., MÜLLER, G., SCHUSTER, K.A., WALDE, D. 1987. The Fe- Mn ore deposits of Urucum, Brazil: an oxygen isotope study. *Chemical Geology*, **65**: 311-319.
- HYDE, W. T., CROWLEY, T.J., BAUM, S.K., PELTIER, W. R., 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**: 425-429.
- ISLEY, A.E.1995, Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation: *Journal of Geology*, **103**: 169-185.
- JACOBSEN, S.B. 2001. Gas hydrates and deglaciations. *Nature*, **412**: 691-693.
- JAMES, N., NARBONNE, G.; KYSER, T. 2001. Late Neoproterozoic cap-carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glaciation. *Canadian Journal of Earth Science*, **38**:1229-1262.
- JIANG, G., KENNEDY, M. J. & CHRISTIE-BLICK, N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature* **426**, 822-826.
- JIANG, G., KENNEDY, M.J., CHRISTIE-BLICK, N., 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, **426**: 822-826.
- KALKOWSKY, E. 1880. Ueber die Erforschung der archaischen Formationen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, Jahrg. Bd. 1:1-28.

- KAUFMAN, A.J. 2007. Slush fint. *Nature*, **450** (6): 807-808.
- KAUFMAN, A.J. & KNOLL, A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**: 27-49.
- KAUFMAN, A.J.; VARNI, M.A.; MISI, A.; BRITO-NEVES, B.B., 2001. Anomalous $\delta^{34}\text{S}$ signatures in trace sulfate from a potencial cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group. In: IGCP 450 Meeting, Proceedings, Belo Horizonte, Brazil, p. 62-65.
- KAUFMAN, A.J.; VARNI, M.A.; HEBERT, C.L.; WING, B.; MISI, A. BABINSKI, M.; HALVERSON, G.P.; CORSETTI, F.A. 2003. Carbon isotopic for neoproterozoic glacial cycles driven by iron-and phosphorous-stimulated productivity. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 359- 360.
- KAWASHITA, K. 1996. Rochas Carbonáticas Neoproterozóicas da América do Sul: Idades e Inferências Químioestratigráficas. São Paulo, (Tese de Livre-Docência), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 126 p.
- KAZAKOV, A.V. 1937. The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formations of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides*, **145**:1-106.
- KENDALL, C.G.S.C.; WARREN, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, **34**: 1007-1027.
- KENDALL, C.G.ST. C. & WARREN, J. 1987. A review of the origin setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, **34**: 1007-1027.
- KENNEDY, M. J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, **66**(6): 1050-1064.
- KENNEDY, M.J., CHRISTIE-BLICK, N. AND SOHL, L.E., 2001a. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals?. *Geology* **29** 5, pp. 443–446.
- KENNEDY, M.J.; CHRISTIE-BLICK, N. PRAVE, A.R., 2001b. Carbon isotopic composition test of paleoceanographic models for snowball Earth phenomena. *Geology*, **29**:1135-1138.
- KENNEDY, M J.; MROFKA, D.; BORCH, C. v.d. 2008. Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate. *Nature*, 453: 642-645.
- KENNEDY, M.J.; RUNNEGAR, B.; PRAVE, A.R.; HOFFMANN, K. H.; ARTHUR, M.A., 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**:1059-1063.
- KHOLODOV, V.N. AND BUTUZOVA, G.YU. 2001. Problems of Iron and Phosphorus Geochemistry in Precambrian. *Lithology and Mineral Resources*, **36** (4): 291-302.

- KILNER, B.; MAC NIOCAILL, C.; BRASIER, M. 2005. Low-latitude glaciation in the Neoproterozoic of Oman. *Geology*, 33:413-416.
- KIRSCHVINK J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, 51-52.
- KLEIN, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**:1473-1499.
- KLEIN C. & BEUKES N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **84**: 1733-1774.
- KLEIN, C. & BEUKES, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron formation in Canada. *Economic Geology*, **88**: 542-565.
- KLEIN, C. & LADEIRA, E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron formations and some selected, silicious manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **99**: 1233-1244.
- KNAUTH, L. P.; KENNEDY, M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, **460** (6): 728 - 732.
- KNOLL, A.H., XIAO, S.H. 1999. On the age of the Doushantuo Formation. *Acta Micropalaeontol. Sin.* **16**, 225–236.
- KNOLL, A.H., AND WALTER, M.R. 1992, Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history: *Nature*, v. 356, p. 673–677.
- KNOLL, A.H., HAYES, J.M., KAUFMAN, A.J., SWETT, K., AND LAMBERT, I.B. 1986, Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland: *Nature*, 321: 832–837.
- KNOLL, A.H., WALTER, M.R., NARBONNE, G.M. AND CHRISTIE-BLICK, N., 2004. A new period for geologic time. *Science* 305:621–622
- KONHAUSER, K. O. 2000. Hydrothermal bacterial biomineralization: potential modern-day analogues for banded iron-formations. In *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, edited by Craig R. Glenn; Liliane Prévôt-Lucas e Jacques Lucas. SEPM Special Publication n. 66, p. 133-145.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. 1963. *Stratigraphy and sedimentation*. 2nd edition, Nova York.
- LACERDA FILHO, J. V. DE; BRITO, R.S.C. DE; SILVA, M. DA G.; OLIVEIRA, C.C. DE; MORETON, L.C.; MARTINS, E.G.; LOPES, R. DA C.; LIMA, T. M.; LARIZATTI, J. H.; VALENTE, C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, mapa 1: 1 000 000 e texto explicativo. 200 p.
- LAND, L.S. 1998. Failure to precipitate dolomite at 25 degrees C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, 4:361-368.

- LE GUERROUÉ, E. & COZZI, A. 2010. Veracity of Neoproterozoic negative $\delta^{13}\text{C}$ -isotope values: The termination of the Shuram negative excursion. *Gondwana Research*, **17**:653-661.
- LE GUERROUÉ, E., ALLEN, P.A., COZZI, A., 2006a. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: the Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman). *Precambrian Research*, **146**: 68–92.
- LE GUERROUÉ, E., ALLEN, P.A., COZZI, A., 2006b. Parasequence development in the Ediacaran Shuram Formation (Nafun Group, Oman): high resolution stratigraphic test for primary origin of negative carbon isotopic ratios. *Basin Research*, **18**:205–220.
- LE GUERROUÉ, E., ALLEN, P.A., COZZI, A., ETIENNE, J.L., AND FANNING, C.M., 2006c. 50 Myr recovery from the largest negative carbon excursion in the Ediacaran ocean, *Terra Nova*, **18**:147–153.
- LEGEROS, R. Z.Ç. TRAUTZ, O.R.; LEGEROS, J.P.; KLEIN, E. 1967. Apatite crystallites: Effects of carbonate on morphology. *Science*, **155**:1409-1411.
- LIPMANN, F. 1973. Sedimentary Carbonate Minerals. Berlin Springer-Verlag, 228 p.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. 1981. Synthèse d'apatite à partir de matière organique phosphorée (ARN) et de calcite par voie bactérienne. *C.R. Acad. Sci., Série 2*, **292**:1203-1208.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. 1984. Synthèse d'apatite par voie bactérienne à partir de matière organique phosphatée et de divers carbonates de calcium dans les eaux douce et marine naturelle. *Chemical Geology*, **42**:101-118.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT-LUCAS, L. 1985. The synthesis of apatite by bacterial activity mechanism. *Sci. Geol. Mem.*, **77**:83-92.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. 2000. Phosphorite and Limestone, two independent end-member products of the range of bio-productivity in shallow marine environments. In *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, edited by Craig R. Glenn; Liliane Prévôt-Lucas e Jacques Lucas. SEPM Special Publication n. 66, p. 185-199.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, **81**:31-39.
- MAGARITZ, M.; HOLSER, W.T.; KIRSCHVINK, J.L. 1986. Carbon isotope the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature*, **320**:258-259.
- MARTINELLI, C.A. 1998. Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina-MT. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNESP. 183p.
- MAZZULLO, S.J., (2000) Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **70**:10–23.

- MCKENZIE, J.A. (1991) The dolomite problem: an outstanding controversy. In: *Controversies in Modern Geology* (MÜLLER, D.W.; McKenzie, J.A.; WEISSERT, H. eds.), Academic Press, London, p. 37-54.
- MCKENZIE, J. A. E C. VASCONCELOS. 2009. Dolomite Mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. *Sedimentology*, **56**: 205-219.
- MELEZHIK, V.A., ROBERTS, D., FALLICK, A.E., GOROKHOV, I.M., 2008. The Shuram–Wonoka event recorded in a high-grade metamorphic terrane: insight from the Scandinavian Caledonides. *Geological Magazine* 145:161-172.
- MISI, A. & KYLE, J. R., 1994. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal Sedimentary Research*, v. A **64**(2):299-310.
- MISI, A., VEIZER, J., 1996. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations.. *Precambrian Research*, v. **89**, n.1, p.87 – 100.
- MURPHY, M.A. & SUMNER, D.Y. 2008. Tube structures of probable microbial origin in the Neoproterozoic Carawine Dolomite, Hamersley Basin, Western Australia. *Geobiology*, **6**:83-93.
- MYROW, P.M. & KAUFMAN, A.J., 1999. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland. *Can. J. Sed. Res.*, **69**:784-793.
- NATHAN, Y.; BREMNER, J.M.; LOEWENTHAL, R.E.; MONTEIRO, P. 1993. Role of bacteria in phosphorite genesis. *Geomicrobiology Journal*, **11**:69-76.
- NÉDÉLEC, A. AFFATON, P.;FRANCE-LANORD, C.; CHARRIÈRE, A.; ALVARO, J. 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipé Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment. *C.R. Geoscience* 39: 223-239.
- NEUMANN, A.C. & LAND, L.S. 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**:763-786.
- NOGUEIRA, V. L.; OLIVEIRA, C.C.; FIGUEIREDO, J.A.; CORRÊA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, N. G.; SOUZA, M.R.; MORAES FILHO, J.C.R.; LEITE, E.A.; SOUZA, N.B.; SOUZA, J.O.; CERQUEIRA, N.L.S.; VANDERLEI, A.A.; TAKASCHI, A.T.; ABREU FILHO, W.; ROSITO, J.; OLIVATTI, O.; HAUSEN, J.E.P.; GONÇALVES, G.N.D.; RAMALHO, R.; PEREIRA, L.C.B. 1978. Projeto Bonito-Aquidauana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 14 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).
- NOGUEIRA, A.C.R., RICCOMINI, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* 36:577-592.
- NOGUEIRA, A. C.R.N., RICCOMINI, C., SIAL, A. N., MOURA, C., FAIRCHILD, T. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, **31**(7):613-616.
- NOGUEIRA, A.C.R.;RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R. I. F.; FAIRCHILD, T.R. 2007. S and Sr isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.

- OBERBEK, V.R.; MARSHALL, J.R.; AGGARRWAL, H., 1993. Impacts, Tillites, and the Breakup of Gondwanaland. *The Journal of Geology*, **101**:1-19.
- OLCOTT, A. N., SESSIONS, A. L., CORSETTI, F. A., KAUFMAN, A. J., OLIVEIRA, T. F., 2005. Biomarker Evidence for Photosynthesis During Neoproterozoic Glaciation. *Science*, **310**: 471-474.
- PECOITS, E.; GINGRAS, M.K.; BARLEY, M.E.; KAPPLER, A.; POSTH, N.R.; KONHAUSER, K.O. 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research*, **172**:163-187.
- PERYT, T.M., HOPPE, A., BECHSTÄDT, T., KÖSTER, J., PIERRE, C., RICHTER, D.K., 1990. Late Proterozoic aragonitic cement crusts, Bambuí Group, Brazil. *Sedimentology* **37**: 279-286.
- PIACENTINI T. 2006. Caracterização da formação ferrífera bandada associada à formação glacial Puga na região de Bodoquena, MS. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 58p.
- PIACENTINI T. 2008. A formação ferrífera da Formação Puga: avaliação regional dos recursos da Serra da Bodoquena, MS. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 65p.
- PIACENTINI T., BOGGIANI P.C., YAMAMOTO J.K. 2006. Formação Ferrífera Bandada Associada à Formação Glacial Puga na região da Bodoquena, MS. In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú-SE. Anais, 2006. p. 155
- PIACENTINI, T., BOGGIANI, P.C., YAMAMOTO, J. K., FREITAS, B.T., CAMPANHA, G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*. **37**(2) :530- 541.
- PINHO, F.E, 1990 Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, Anais..., v. 3, p. 1316-1330.
- PRATT, B.R., 2002. Tepees in peritidal carbonates: Origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of Western Canadá. *Sedimentary Geology* **153**:57-64.
- PURSER, B.H., TUCKER, M.E.; ZENGER, D.H. 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. (PURSER, B. TUCKER, M.E.; ZENGER, D. eds.) *Dolomites- a volume in honour of Dolomieu*. Special Publication number 21 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, London, p. 3-20.
- RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.R.; SIAL, A.N. 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**:519-527.
- RIDGWELL, A.J.; KENNEDY, M.J.; CALDEIRA, K. 2003. Carbonate Deposition, Climate Stability, and Neoproterozoic Ice Ages. *Science*, **302**(31):859-862
- ROBERTS, J.A.; BENNETT, P.C.; GONZÁLEZ, L.A. MACPHERSON, G.L.; MILLIKEN, K. 2004. Microbial precipitation of dolomite in methanogenic groundwater. *Geology*, **32**(4):277-280.

- RONOV, A.B. 1964. Common tendencies in the chemical evolution of the Earth's crusts, ocean and atmosphere. *Geochemical International*, 4:713-737.
- ROSEN, M.; MISER, D.; WARREN, J.K. 1988. Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet Lake, Coorong region, South Australia. *Sedimentology*, 35:105-122.
- RUNNEGAR, B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature* **405**: 403-404.
- RYTER, J. T., 1963. Geographical variation in productivity, in Hill, N. M., ed., *The Sea*, v. 2: New York, *Interscience*, p. 347-380.
- SANTOS, R. V.; ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A.; SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, **104**:107-122.
- SAYLOR, B.Z., KAUFMAN, A.J., GROTZINGER, J.P., URBAN, F., 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 1223-1235.
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1974. Late Precambrian mixtites: Glacial and or nonglacial? *American Journal of Sciences*. 274:673-824.
- SCHIDLowski, M. 2002. Sedimentary carbon isotope archives as recorders of early life: implications for extraterrestrial scenarios. *Fundamentals of Life* (Eds. G. Palyi, C; Zucchi; L. Caglioti) Elsevier, chapter II.8, p. 307- 329.
- SCHIDLowski, M. HAYES, J.M.; KAPLAN, I.R. 1983. Isotopic inference of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: Schopf, J.W. (ed.), *Earth's Earliest Biosphere, its origin and Evolution*. Princeton University Press, 149-186.
- SCHIEBER J. 2004 Microbial mats in the siliciclastic rock record: a summary of diagnostic features. In: Eriksson PG, Altermann W, Nelson DR, Mueller WU, Catuneanu O, editors. *The Precambrian Earth: tempos and events*. Amsterdam Elsevier; p. 663– 73.
- SCHIEBER J. 1998. Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: examples from the mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, USA. *Sedimentary Geology*, **120**:105– 24.
- SCHERMERHORN, L.J.G., 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial. *American Journal of Science*, **274**: 673-824.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS H.E. 1981. Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2 500 000, Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM.
- SIMON, C.M. 2007. Químioestratigrafia isotópica (C,O, Sr) dos carbonatos da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, MS). Trabalho de Formatura do curso de Geologia, Instituto de Geociências, USP, 43 p.
- SLANSKY, M. 1986. *Geology of Sedimentary Phosphates*. London North Oxford, 210p.

- SOHL, L.E., CHRISTIE-BLICK, N. & KENT, D.V., 1999. Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia: Implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. *GSA Bulletin* **111** (8), 1120-1139.
- SOMMER, F.W. 1957. Estromatólitos no Calcário Corumbá, Mato Grosso. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, **29** (2):10-11.
- SOMMER, F.W. 1971. Microfósseis do calcário Corumbá e Ladário, Estado de Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**(3/4):615-617.
- SUGUIO, K. Geologia Sedimentar. São Paulo, SP, Editora Edgard Blücher, 400 p.
- SUMNER, D.Y. & GROTZINGER, J.P. 1996. Are kinetics of Archean calcium carbonate precipitation related to oxygen concentration? *Geology*, **24**:119-122.
- TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. 1985. The continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell. 298p.
- TEIXEIRA, A.L. & PETRI, S. 2001. Estratigrafia e Correlações estratigráficas da Bacia Pouso Alegre, Transição Neoproterozóico-Cambriano, Minas Gerais, Brasil. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, **22**(1/1):5-26.
- THEODOROVICZ, A. & CÂMARA, M.M. 1991. Geologia da região da Serra do Amolar. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folhas SE.21-V-D-V – Morraria da Ínsua, SE.21-Y-B-II – Lagoa Mandioré e SE.21-Y-B-III – Amolar. Brasília, DNPM/CPRM.
- TORQUATO, J.R.F. & MISI, A., 1977. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-norte do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:14-24.
- TORSVIK, T.H.; SMETHURST, M.A.; MEERT, J.G.; VAN DER VOO, R.; McKERROW, W.S.; BRASIER, M.D.; STURT, B.A.; WALDERHAUG, H.J. 1996. Continental break-up and collision the Neoproterozoic and Paleozoic – A tale of Báltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, **40**:229-258.
- TRAPPE, J. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary Geology*, **145**:135-150.
- TRENDALL A.F. 1973. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Austrália: examples of varied Precambrian evaporates. In: UNESCO (ed.) *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits*. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970, Earth Sciences, 9, p.377-380.
- TRENDALL, A.F. & BLOCKLEY, J.G. 2004. Precambrian Iron-Formation. In: The Precambrian Earth: tempos and events, Edited by P.G. Eriksson; W. Atermann; D.R. Nelson; W.U. Mueller; Catuneanu, O.; Developments in Precambrian Geology 12. Elsevier. P. 403- 421.
- TRENDALL, A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems. Special Publication n.33 of the IAS, (W. Alteramann and P. L. Corcoran eds.), Blacwell Science, p.33-66.

- TRINDADE, R.I.F. & MACQUIN, M. 2007. Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice ages. *Comptes Rendus Geoscience*, 339:200-211.
- TRINDADE, R.I.F. ; FONT, E.; DÁGRELLA-FILHO, M.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**(6):441-446.
- 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 the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, **11** (6): 587-597.
- TUCKER, M.E. 1983. Diagenesis, geochemistry and origin of a Precambrian dolomite; the Beck Spring Dolomite of eastern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53:1097-1119.
- TUCKER, M.E. 1986a. Carbon isotope excursions in the Late Precambrian-Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco. *Nature*, **319**: 48-50.
- TUCKER, M.E. 1986b. Formerly aragonitic limestones associated with tilites in the Late Proterozoic Kingston Peak Formation of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*. **56**: 818-830.
- TUCKER, M. & WRIGHT, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 479p.
- URBAN, H. & STRIBRNY, B. 1985. The Geology and Genesis of the iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Zentralbl. Geologie Paläontologie*, **9/10** (1): 1515-1527.
- URBAN, H., STRBRNY, B., LIPPOLT, H. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **87**: 1375-1392.
- VAN HOUTON, F.B. & BHATTACHARYYA, D.P. 1982 Phanerozoic oolitic ironstones-geologic record and facies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 441–458.
- VASCONCELOS, C. & MCKENZIE, J.A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitations and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67:378-390.
- VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J., BENASKONI, S., GRUJIC, D, TIEN, A. J., 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for a natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, **377**:220-222.
- VIEIRA, L. C. ; TRINDADE, R.I.F. ; NOGUEIRA, A. C. R. ; ADER, M. . Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 339, p. 240-258, 2007
- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America, *Corumbella weneri*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54**(2):461.
- WALTER, M.R. & BOULD, J., 1983. The association of sulphate evaporates, stromatolitic carbonates and glacial sediments examples from the Proterozoic of Australia and the Cainozoic of Antarctica. *Precambrian Research*, **21**:63-81.

- WALTER, M.R., VEEVERS, J.J., CALVER, C.R., GORJAN, P., HILL, A.C., 2000. Dating the 840-544 Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, **100**:371-433.
- WARREN, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, **52**:1-81.
- WARTHMAN, R., VAN LITH, Y., VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J.A. AND KARPOFF, A.M. (2000) Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology*, **28**:1091–1094.
- WILLIAMS, G. 1979. Sedimentology, stable-isotope geochemistry and paleoenvironment of dolostones capping Late Precambrian glacial sequences in Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, **26**: 377-386.
- WRIGHT, D.T. 1997. An organogenic origin for widespread dolomite in the Cambrian Eilean Dubh Formation, Northwestern Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(1):54-64.
- WRIGHT, D.T. 2000. Benthic microbial communities and dolomite formation in marine and lacustrine environments – a new dolomite model. In *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, edited by Craig R. Glenn; Liliane Prévôt-Lucas e Jacques Lucas. SEPM Special Publication n. 66, p. 7-20.
- WRIGHT, D.T. & WACEY, D. 2005. Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, south Australia: significance and implications. *Sedimentology*, **52**:987-1008.
- YOUNG, G.H. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Raptian Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**: 137-158.
- YOUNG G.M. & NESBITT, H.W., 1999. Geochemical investigation of the paleoclimatology and provenance of the Paleoproterozoic Gowganda Formation, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 264-274.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo. 218 p.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, F.R. 1985. Comparison of *Aulophycus luciano*, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina*, Germs, Ediacarian of Namíbia. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **57**(1):130.
- ZAINE, M. F. & FAIRCHILD, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: CONGRESSO. BRASILEIRO DE . PALEONTOLOGIA., 10, Rio de Janeiro, 1987 *Resumo das Comunicações...* Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia , p. 54.
- ZHOU, C., XIAO, S., 2007. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China. *Chemical Geology*, **237**:89–108.