



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E EOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**DEPÓSITOS DE RAMPA CARBONÁTICA EDIACARANA DO  
GRUPO CURUMBÁ, REGIÃO DE CURUMBÁ, MATO  
GROSSO DO SUL**

**Dissertação apresentada por:**

**RICK SOUZA DE OLIVEIRA**

**Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)**

---

**BELÉM  
2010**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

O48d      Oliveira, Rick Souza de  
            Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá,  
            região de Corumbá, Mato Grosso do Sul / Rick Souza de Oliveira;  
            Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2010  
            xvi, 88 f. : il.

            Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-  
            Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,  
            Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

            1. Geologia estratigrafica - Ediacarano. 2. Grupo Corumbá. 3.  
            Cloudina. I. Universidade Federal do Pará. II. Nogueira, Afonso César  
            Rodrigues, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 551.715

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**DEPÓSITOS DE RAMPA CARBONÁTICA EDIACARANA DO  
GRUPO CORUMBÁ, REGIÃO DE CORUMBÁ, MATO  
GROSSO DO SUL**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

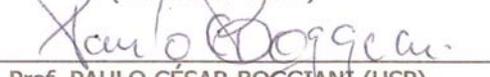
**RICK SOUZA DE OLIVEIRA**

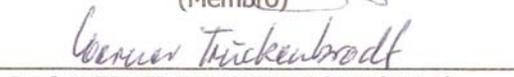
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação: **12 /02 /2010**

Banca Examinadora:

  
Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA  
(Orientador-UFGA)

  
Prof. PAULO CÉSAR BOGGIANI (USP)  
(Membro)

  
Prof. WERNER TRUCKENBRODT (UFGA)  
(Membro)

Belém

À minha família,  
dedico esse manuscrito tão  
rebuscado e apartado da  
sociedade.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a DEUS por tantos motivos que não caberiam em manuscrito algum. A razão do meu viver.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira pela orientação, oportunidades e ensinamentos durante a execução dessa pesquisa.

A Dra. Renata Lopes pelas discussões e cuidadosa revisão, imprescindíveis a esta pesquisa.

Ao prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela amizade e valiosos ensinamentos no curso desses 5 anos e ao prof. Dr. Paulo Boggiani pela revisão crítica do texto.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará e ao Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables da Universidade de Paris pelo suporte técnico.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que financiou a pesquisa através dos projetos Universal 481978/2004-6 e Universal/CT-Petro - 485902/2007/9, ao INCT - GEOCIAM e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

Ao prof. Dr. Setembrino Petri por apoiar este trabalho através do projeto de pesquisa.

Aos meus pais Ioneide Lustosa e R. Rodrigues de Oliveira, meus irmãos Rikelly e Rickson e minha avó Didi pelo estímulo, investimento e apoio durante toda a minha vida estudantil. É o que me faz persistir.

Aos amigos mais chegados que irmãos Geraldo e Tatiana Oliveira, Carol e Clyde Schulz, Gisele Costa, Éder, Sadraque Júnior, Myrian Arndt, Monique, Fernanda, Byanca e Pr. Mesaque Rêgo pelas orações, incentivo e amor incondicional.

Aos amigos que a geologia me presenteou no decorrer desses sete anos, Igor Diniz (“Play”), Msc. Luis Gustavo Viegas (“Guga”) consultor filosófico e de the book is on the table, Isaac Rudnitzki (“Sputnik”), Anderson Mendes (“Gordinho”), Paulo Henrique (“pH”), Pedro Augusto (“Formiga”), prof<sup>a</sup> Márcia Valadares, Priscila Amaral, e Andressa Nogueira.

Aos amigos e colegas do Grupo de Pesquisa em Bacias Sedimentares (GSED), Hozerlan Lima e prof. Msc. Joelson Soares pelo auxílio na confecção de lâminas delgadas e algumas figuras, Msc. José Bandeira pela prontidão em auxiliar, que se estendeu desde os trabalhos de campo até as etapas finais da dissertação. Prof. Msc. Lucindo Fernandes, Roberto César Barbosa, Msc. Humberto Abinader, Maura, Luciana, Hudson, Tiago e Cléber pela valiosa troca de experiências e momentos de descontração.

Ao Manfrini Brito, Roberto da Pass. Simeão, meu padrinho Miguel e a todos os meus amigos pelo incentivo e por suportarem as constantes ausências. A querida Anabella Justet, maninha Acsa Santibañez, Lizet Jofre e demais amigos de América do Sul pelo amor e compreensão.

Ao prof. Dr. François Gauthier-Lafaye pelas valorosas discussões e a prof<sup>a</sup>. Dra. Lucieth Vieira e Msc. Eisner Cunha pelo acompanhamento no campo.

À Calcário Corumbá Ltda., Itaú Cimentos - Votorantim e a direção das Minas Corcal e Laginha, em especial ao Paulo Xavier e aos geólogos Mauro Carvalho e Alexandre Albiere pelo apoio e livre acesso oferecidos durante as atividades de campo.

Ao Kleyver Lenno Ataíde por ajudar com os mapas.

Ao prof. Dr. Cláudio Ricomini pela indicação de alguns afloramentos.

A Cleida Freitas, Lúcia de Fátima Imbiriba de Sousa e ao prof. Dr. Jean-Michel Lafon, que sempre estiveram disponíveis de modo a facilitar a pesquisa.

Ao Amilcar Carvalho Mendes (MPEG), por facilitar o acesso ao laboratório de polimento.

A Cristiane Pereira e o prof. Dr. Rômulo Angélica, pela presteza durante as análises por difratometria de raios-x.

Aos professores doutores Cândido Moura e Mário Vicente Caputo, pelas sugestões e discussões durante as disciplinas seminário 1 e 2.

A turma de estratigrafia 03410 01/2008 na qual realizei estágio docente, pelo aprendizado e carinho.

Ao Pe. Johannes Antonius Beukeboom, ao casal Van Zandbrik e ao tio Max *in memoriam*.

A todos aqueles que por injustiça não foram citados, mas de igual modo merecem meus sinceros agradecimentos. Obrigado!

*“Uma linha reta é a distância  
mais chata entre dois pontos.”*

Derek Walcott

## RESUMO

Os eventos deposicionais ocorridos após as glaciações globais do final do Criogeniano (850 - 635 Ma) foram marcados pela implantação de extensas plataformas e rampas carbonáticas, desenvolvidas em várias regiões cratônicas do planeta. Neste período, uma das inovações bioevolutivas foi o surgimento dos primeiros animais com esqueleto calcificado como o gênero *Cloudina* (~548 Ma). Na América do Sul, um dos melhores registros de depósitos carbonáticos do Ediacarano (635-542 Ma) com este macrofóssil é o Grupo Corumbá, está exposto no sudeste do Cráton Amazônico. Estes depósitos foram posteriormente deformados pela tectônica Pan-Africana-Brasiliana que levou ao estabelecimento da Faixa Paraguai na transição Neoproterozóico-Cambriano. A análise de fácies e estratigráfica, auxiliada por isótopos de C, O e N, do Grupo Corumbá, representada pelas formações Bocaina e Tamengo, na região de Corumbá e Porto Morrinhos, Estado do Mato Grosso do Sul, Brasil, permitiu reconstituir a rampa carbonática ediacarana e o *habitat* de *Cloudina*. A Formação Bocaina é constituída por ciclos métricos de raseamento ascendente que formam duas associações de fácies: 1) planície de intermaré, que consiste em quartzo-arenitos finos, com grãos bem selecionados e arredondados, cimentados por dolomita; dolomitos finos com estromatólitos estratiformes e colunares, com porosidade fenestral/*bird's eyes* e gretas de contração; e 2) baixios de submaré, formados principalmente por dolomitos intraclásticos (intraclastos de dolomicrito e *dolowackestone* peloidal), arenitos finos e folhelhos subordinados. Estruturas deformacionais ocorrem em ambas as associações e são relacionadas a processos de liquefação e fluidificação, possivelmente induzidos por sismicidade. A Formação Tamengo consiste nas associações de: 1) shoreface com barras oolíticas, composta de *packstones* intraclásticos e oolíticos, e ritmitos *mudstone* calcífero/folhelho betuminosos com macrofósseis *Cloudina* em bom estado de preservação; e 2) offshore influenciado por tempestades, constituída por calcários cristalinos com raros grãos terrígenos, acamamento maciço, estratificação cruzada *hummocky/swaley*, laminação cruzada de baixo-ângulo e fragmentos de *Cloudina*. Pelitos e folhelhos separam as camadas de tempestitos distais. *Cloudina* habitava ambientes protegidos no *shoreface* periodicamente retrabalhado por tempestades que acumulavam coquinas na zona de *offshore*. A alta concentração de carbono (TOC de até 0,41%) e os valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  (1,5 a 5,4‰) e  $\delta^{15}\text{N}$  (entre 3,5 e 4,5‰) dos depósitos com *Cloudina* indicam para o final do Neoproterozóico, uma alta produtividade orgânica e concentração de oxigênio, semelhante às encontradas na atual interface atmosfera/oceano.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica, Ediacarano, Grupo Corumbá, *Cloudina*.

## ABSTRACT

Depositional events which occurred after Late Cryogenian global glaciations (850 - 635 Ma) were marked by the implantation of extensive carbonate platforms and ramps developed in several cratons worldwide. In this period, one of the bioevolutive innovations was the appearance of calcified skeleton animals, like the genus *Cloudina* (~548 Ma). In South America, one of the best records of Ediacaran carbonate deposits with these macrofossil is the Corumbá Group, exposed in the southern Amazon craton. These deposits were deformed by Brazilian/Pan-African tectonics which led to the establishment of the Paraguay belt in the Neoproterozoic-Cambrian transition. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis, assisted with C, O and N isotope data of the Bocaina and Tamengo formations, belonging to the upper Corumbá Group, were carried out in the Corumbá and Porto Morrinhos regions, State of Mato Grosso do Sul, Brazil, and allowed the reconstitution of the Ediacaran carbonate ramp and the habitat of *Cloudina*. The Bocaina Formation consists of small-scale shallowing upward cycles grouped into two facies associations: 1) intertidal plain, consisting of well sorted and rounded fine-grained quartz-sandstones cemented by dolomite and fine dolomite with stratiform and columnar stromatolites, fenestral/bird's eyes porosity and mud cracks; and 2) subtidal shoals, formed mainly by intraclastic dolomites (intraclasts of dolomicrite and peloidal dolomite) and subordinated fine-grained sandstones and shales. Deformation structures occur in both associations and are related to liquefaction and fluidization processes, possibly triggered by seismicity. The Tamengo Formation consists of the associations: 1) shoreface with oolitic bars, composed of intraclastic and oolitic packstones, lime mudstone/ bituminous shale rhythmites with *Cloudina*; and 2) storm-influenced offshore, consisting of crystalline limestone with rare terrigenous grains, massive bedding, hummocky/swaley cross stratification, low-angle cross lamination and *Cloudina* shell fragments. Mudrocks and shales separate discrete tempestite beds. *Cloudina* lived in protected environments in the shoreface zone, periodically reworked by storms that accumulated coquinas in the offshore zone. The high carbon concentration (TOC up to 0.41%), the enriched values of  $\delta^{13}\text{C}$  (1.5 ‰ to 5.4‰) and  $\delta^{15}\text{N}$  (between 3.5 and 4.5‰) found in the carbonate rocks with *Cloudina*, indicate high organic productivity and oxygen concentration for the Terminal Neoproterozoic, similar to those of the current atmosphere/ocean interface.

Key words: Stratigraphic geology, Ediacaran, Corumbá Group, *Cloudina*.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Geologia da Faixa Paraguai Sul (I) e região de Corumbá (II). Abreviações, A= Porto Morrinhos, B= Pedreira Corcal dolomítica, C= Pedreira Laginha, D= Pedreira Itaú-Saladeiro, E=Pedreira Corcal calcítica..... 4
- Figura 2. Principais eventos do final do Proterozóico ao Cambriano. As curvas isotópicas mostram a tendência geral e as demais indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, diversidade dos acritarcos e eventos de calcificação microbiana..... 6
- Figura 3. Surgimento dos 11 filos animais a partir dos eucariontes em uma estreita janela de tempo após o último evento de *snowball Earth*. As linhas tracejadas representam o que seriam extinções da árvore ediacariana..... 9
- Figura 4. Resumo das principais propostas estratigráficas para o Grupo Corumbá..... 13
- Figura 5. Coluna estratigráfica composta do Grupo Corumbá e Formação Puga, com os principais táxon, distribuição isotópica e eventos tectono-estratigráficos. Abreviação, PP=Paleoproterozóico.. ..... 17
- Figura 6. Disposição tectônica no Ediacarano. **A:** Bacias cratônicas, intracratônicas e orogêneses no oeste do Gondwana durante o Ediacarano/Cambriano. **B:** Reconstituição paleogeográfica durante a passagem do Ediacarano/Cambriano. Retângulos correspondem a área abordada neste estudo.. ..... 22
- Figura 7. Fluxograma com os principais processos analíticos realizados em um total de 28 lâminas petrográficas, análise de DRX em argila e amostra total em 6 amostras e análise isotópica em 5 níveis estratigráficos..... 26
- Figura 8. Perfil estratigráfico composto da Formação Bocaina, na margem do Rio Paraguai, em Porto Morrinhos..... 32
- Figura 9. Aspectos faciológicos da Formação Bocaina. **A)** Fácies de diques de injeção preenchidos por arenitos, **B)** Detalhe do dique com fraturas internas, **C)** Brecha gerada por dique de injeção, **D)** Fácies de Am (arenito maciço) de quartzo-arenito com grãos subarredondados e cimentado por dolomita com textura planar-s, Nicóis X..... 33

- Figura 10. Fácies da Formação Bocaina. **A)** *Mound* métrico formado por estromatólitos estratiformes da fácies De, sobreposto por folhelhos da fácies F; **B)** Textura da fácies De, dolomita fina a grossa com matéria orgânica; **C)** Porosidade tipo olho de pássaro. **D); E)** Estromatólitos colunares, observar a laminação crenulante convexa..... 34
- Figura 11. Perfil estratigráfico da Formação Bocaina na Pedreira Corcal, representativo da Associação de Fácies 2. .... 38
- Figura 12. Microfácies Dm, da associação AF2, Formação Bocaina. **A)** Dolomito com intraclastos arredondados de micrito (Mc), fragmento de rocha peloidal (Pl), fragmento de sílex (Sl) e grão de quartzo (Qz), **B):** Fragmentos de dolomicrito (Mc) e calcário peloidal (Pl) subarredondados, cimentados por dolomita planar-s. Nicóis X. .... 39
- Figura 13. Fácies sedimentares da associação AF2, Formação Bocaina. **A)** Dolomito fino com laminação plano-paralela (Dpc), **B)** Dolomito, com laminação planar e laminação cavalgante subcrítica incipiente (Dpc), **C):** Laminação estromatolítica planar (Dm), **D)** Camada de arenito maciço (Am) intercalado com dolomito maciço (Dm)..... 40
- Figura 14. Fácies com estruturas deformacionais da associação AF2. **A)** Folhelho (F) com laminação convoluta intercalado à fácies de dolomito maciço (Dm); **B)** Estrutura de sobrecarga no contato entre as fácies Ds e F; **C e D)** Brechas intraformacionais geradas dentro de diques de injeção (Bd). .... 41
- Figura 15. Perfis estratigráficos da Formação Tamengo. C: Perfil realizado na frente de lavra da Pedreira Laginha; D: Perfil da Pedreira Itaú-Saladeiro; E: Frente de lavra da Pedreira Corcal. .... 44
- Figura 16. *Grainstone* com intraclastos de *packstone* oolítico (fácies Gim). Nicóis X. .... 45
- Figura 17. Brecha intraclástica, com clastos de até 4 cm de diâmetro (Gim). Pedreira Laginha. .... 45
- Figura 18. Sucessão da Formação Tamengo na Pedreira Laginha, com destaque para a fácies de ritmito (Rmf)..... 46
- Figura 19. *Grainstone* oolítico com duas gerações de cimento (A e B). Nicóis X. .... 47

- Figura 20. Seção panorâmica da Formação Tamengo na mina Itaú-Saladeiro. As camadas espessas e contínuas de calcário cristalino (Fácies Cm), alternam níveis tabulares de folhelhos amarelados (Fácies F)..... 50
- Figura 21. Estratificação cruzada *hummocky* com até 15 cm de comprimento de onda (Csh).51
- Figura 22. Camadas onduladas lateralmente contínuas com estruturas *swaley/hummocky*. .... 52
- Figura 23. Aspecto petrográfico da fácies Csh (calcário cristalino), Formação Tamengo. **A)** Calcário cristalino fino, exibindo textura xenotópica; **B)** Plano de estilólito; **C)** Seção transversal de concha de *Cloudina*, em calcário cristalino; **D)** Coquina formada por fragmentos de *Cloudina*. Nicóis X. .... 53
- Figura 24. Níveis de marga (Pm) intercalados a calcários cristalinos (Csh), Perfil C. .... 54
- Figura 25. **A)** Padrão de DRX de amostra total, representativo do Perfil C. Q= quartzo e C= calcita; **B)** Padrão de DRX da fração argila de margas e folhelhos aflorantes na Pedreira Corcal (Perfil C). I/S= interstratificado ilita-esmectita, I= ilita, K= caulinita e Q= quartzo.... 55
- Figura 26. Perfis esquemáticos de (A) Plataforma e (B) Rampa mostrando o efeito de rebaixamento de nível do mar relativo. Notar também a diferença de declividade e a área de exposição, muito maior nas plataformas comparativamente ao modelo em rampa... 58
- Figura 27. Proposta de modelo deposicional para a sucessão sedimentar da Formação Bocaina. Abreviações: A: Porto Morrinhos, B: Pedreira Corcal dolomítica..... 59
- Figura 28. Modelo deposicional proposto para a sucessão sedimentar da Formação Tamengo. Abreviações: C: Pedreira Laginha, D:Pedreira Itaú-Saladeiro, E: Pedreira Corcal (escala aproximada)..... 60
- Figura 29. Metazoário *Cloudina*. **A):** reconstituição da estrutura interna da concha segundo Seilacher (1999) e a excentricidade provocada pela atuação da gravidade visualizada nas seções transversais A-A', segundo Miller (2003); **B):** Imagem de MEV em uma concha de *Cloudina* encontrada na China, onde a seta 1 indica possível furo gerado por predador e a seta 2 indica a estrutura do tipo *budding*. .... 63
- Figura 30. Curvas isotópicas (C, O, N), de Carbono Orgânico Total (TOC) e proporção de carbonato para o ritmo referente ao perfil Pedreira Laginha (Perfil E)..... 66

- Figura 31.  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  para as fácies carbonáticas portadoras de *Cloudina* do Grupo Corumbá. Os valores isotópicos são expressos em ‰. Onde: Círculos fechados representam amostras do Perfil E (Pedreira Laginha), e o círculo aberto representa amostra do Perfil C (Pedreira Corcal)..... 68
- Figura 32 Ciclo biológico do Nitrogênio no ambiente marinho atual. As variações de  $\delta^{15}\text{N}$  estão indicadas em ‰ abaixo de cada processo.. 70
- Figura 33.  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{15}\text{N}$  para as fácies carbonáticas portadoras de *Cloudina* do Grupo Corumbá. Os valores isotópicos são expressos em ‰. Onde: Círculos fechados representam amostras do Perfil E, e o círculo aberto representa amostra do Perfil C. .... 71
- Figura 34 Evolução da composição isotópica do nitrogênio comparado à evolução do nível de oxigênio atmosférico ao longo do Pré-cambriano até o recente. Observar que a composição isotópica do nitrogênio torna-se cada vez mais enriquecida a partir do aumento da concentração de oxigênio até os tempos mais recentes..... 72

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>v</b>
<b>EPÍGRAFE .....</b>	<b>vii</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>viii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>x</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS .....	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
<b>2 EVENTOS DO NEOPROTEROZÓICO E TRANSIÇÃO PARA O CAMBRIANO .....</b>	<b>5</b>
2.1 TEORIA DO SNOWBALL EARTH .....	8
2.2 A TEORIA DO SLUSHBALL EARTH .....	10
2.3 GRUPO CORUMBÁ NO CONTEXTO DAS GLACIAÇÕES GLOBAIS NEOPROTEROZÓICAS .....	11
<b>3 GRUPO CORUMBÁ.....</b>	<b>12</b>
3.1 NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA E CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS.....	12
3.2 PALEONTOLOGIA.....	18
3.3 IDADE E ISÓTOPOS ESTÁVEIS .....	20
<b>4 CONTEXTO TECTÔNICO.....</b>	<b>21</b>
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>23</b>
5.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA .....	23
5.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX) EM AMOSTRA TOTAL E FRAÇÃO ARGILA.....	24
5.3 ISÓTOPOS DE C, O e N, TEORES DE CARBONATO E DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (TOC) .....	24

<b>6 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES....</b>	<b>27</b>
6.1 OBSERVAÇÕES GERAIS .....	27
6.2 FORMAÇÃO BOCAINA .....	31
<b>6.2.1 Associação de Fácies 1 (AF1): Planície de maré .....</b>	<b>31</b>
<b>6.2.2 Associação de Fácies 2 (AF2): Baixios de Submaré .....</b>	<b>37</b>
6.3 FORMAÇÃO TAMENGO .....	43
<b>6.3.2 Associação de Fácies 3 (AF3):<i>Shoreface</i> com barras oolíticas. ....</b>	<b>43</b>
<b>6.3.1 Associação de Fácies 4 (AF4): depósitos de <i>offshore</i> .....</b>	<b>49</b>
6.4 MODELO DE FÁCIES .....	57
<b>7 PALEOAMBIENTE DE <i>Cloudina</i> COM BASE NOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C, O E N.....</b>	<b>61</b>
7.1 TRABALHOS PRÉVIOS, E CONTEXTO PALEOAMBIENTAL E BIOLÓGICO DE <i>Cloudina</i> .....	61
7.2 ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E NITROGÊNIO.....	65
<b>7.2.1 Isótopos de carbono e oxigênio .....</b>	<b>67</b>
<b>7.2.2 Isótopos de nitrogênio .....</b>	<b>69</b>
7.3 AVALIAÇÃO DO HABITAT DE <i>Cloudina</i> .....	73
<b>8 CONCLUSÕES.....</b>	<b>74</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>76</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O Neoproterozóico constitui um dos períodos mais intrigantes da história da Terra. Foi marcado por mudanças climáticas e paleogeográficas expressivas responsáveis por excursões isotópicas negativas anômalas em rochas carbonáticas (Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Bartley *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). As glaciações de idade criogeniana (720 Ma e 635 Ma) foram sucedidas por eventos de deposição carbonática, as chamadas capas carbonáticas, com estruturas típicas e ricas em pseudomorfos de aragonita, relacionados à supersaturação em CaCO<sub>3</sub> (Kennedy *et al.* 1996, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2007). No Ediacarano (635-542 Ma), a deposição carbonática persistiu em plataformas continentais por diversos crátons pelo mundo e foi regionalmente interrompida pela última fase glacial, o evento Gaskier de 580 Ma (Halverson *et al.* 2005). Destacam-se neste período, o surgimento das inovações bioevolutivas que precederam a explosão de vida cambriana, representada pela Biota de Ediacara, com o surgimento dos metazoários e os primeiros animais com esqueleto (Corsetti & Hagadorn 2000, Knoll 2000, Erikson *et al.* 2005, Narbonne 2005, Gaucher *et al.* 2009).

Rochas carbonáticas de idade ediacarana na América do Sul são encontrados no sul da Faixa Paraguai e Maciço de Urucum, representados pelo Grupo Corumbá, objeto desse estudo (Boggiani 1998, Hidalgo 2002, Gaucher *et al.* 2003) (Fig. 1). Esta unidade, interpretada como depósitos de plataforma carbonática, contém os primeiros fósseis com concha, o *Cloudina* (Zaine & Fairchild 1985, Zaine 1991) com idade em torno de 548 Ma (Corsetti & Hagadorn 2000). O Grupo Corumbá, que se sobrepõe aos diamictitos criogenianos da Formação Puga, inclui as formações Cadiueus (arenitos, conglomerados e folhelhos), Cerradinho (*grainstones*, folhelhos e arenitos), Bocaina (dolomitos, margas fosforitos e estromatólitos), Tamengo (folhelhos, brechas intraformacionais, calcários e arenitos) e Guaicurus (folhelhos) (Almeida 1965, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Esta pesquisa concentrou-se principalmente nas unidades Bocaina, Tamengo e Guaicurus, por possuir melhores exposições na região de Corumbá, estado do Mato Grosso do Sul (Fig. 1). Embora algumas interpretações paleoambientais com base em fácies e microfácies carbonática desta região tenham sido esboçadas em diversos trabalhos (Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003, Trompette *et al.* 1998), algumas seções do Grupo Corumbá puderam ser reavaliadas com base na análise de fácies e

estratigráfica confirmando as interpretações prévias de plataforma e fornecendo aspectos deposicionais importantes para o ambiente de *Cloudina* com base em isótopos estáveis, auxiliando na reconstituição paleogeográfica dos primeiros indivíduos com conchas fósseis nesta parte do sul do Cráton Amazônico.

## 1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A região de Corumbá, no Estado do Mato Grosso do Sul, representa uma porção da Faixa Paraguai Sul na confluência entre as seguintes unidades geotectônicas; Cráton Amazônico ao norte; Faixa Tucavaca a oeste; bacia do Pantanal a leste; e o Bloco Rio Apa ao sul (Fig. 1). Embora o relevo em Corumbá alcance altitudes de até 800 m, a região apresenta-se dissecada e com vegetação densa, o que não favorece uma densidade de afloramentos apropriados para a análise de fácies, sendo as melhores exposições em frentes de lavras das pedreiras Corcal, Itaú-Saladeiro e Laginha, onde foram estudadas as formações Tamengo e Guaicurus. A Formação Bocaina foi estudada em um único ponto na margem esquerda do Rio Paraguai, na localidade de Porto Morrinhos e na Mina Corcal em Corumbá (Fig. 1A e B).

A descontinuidade lateral dos afloramentos não permitiu uma correlação precisa das unidades, apesar de algumas superfícies estratigráficas terem sido detectadas. Áreas com deformação tectônica foram evitadas neste estudo, contudo a maioria das seções foram realizadas em flancos de dobras, ou homoclinais.

## 1.3 OBJETIVOS

O presente estudo foi realizado em depósitos carbonáticos-siliciclásticos da porção superior do Grupo Corumbá, nas formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus, e teve como principais objetivos:

- 1) reconstruir o paleoambiente deposicional, com base na análise de fácies e estratigráfica;
- 2) fornecer informações paleoambientais do microfóssil *Cloudina*, reconstituindo em parte o seu “*habitat*”;
- 3) inferir as condições de oxigenação da água do mar neoproterozóico e a produtividade orgânica, com base em isótopos estáveis, teor de carbono orgânico e porcentagem de carbonato para o paleoambiente de *Cloudina*.

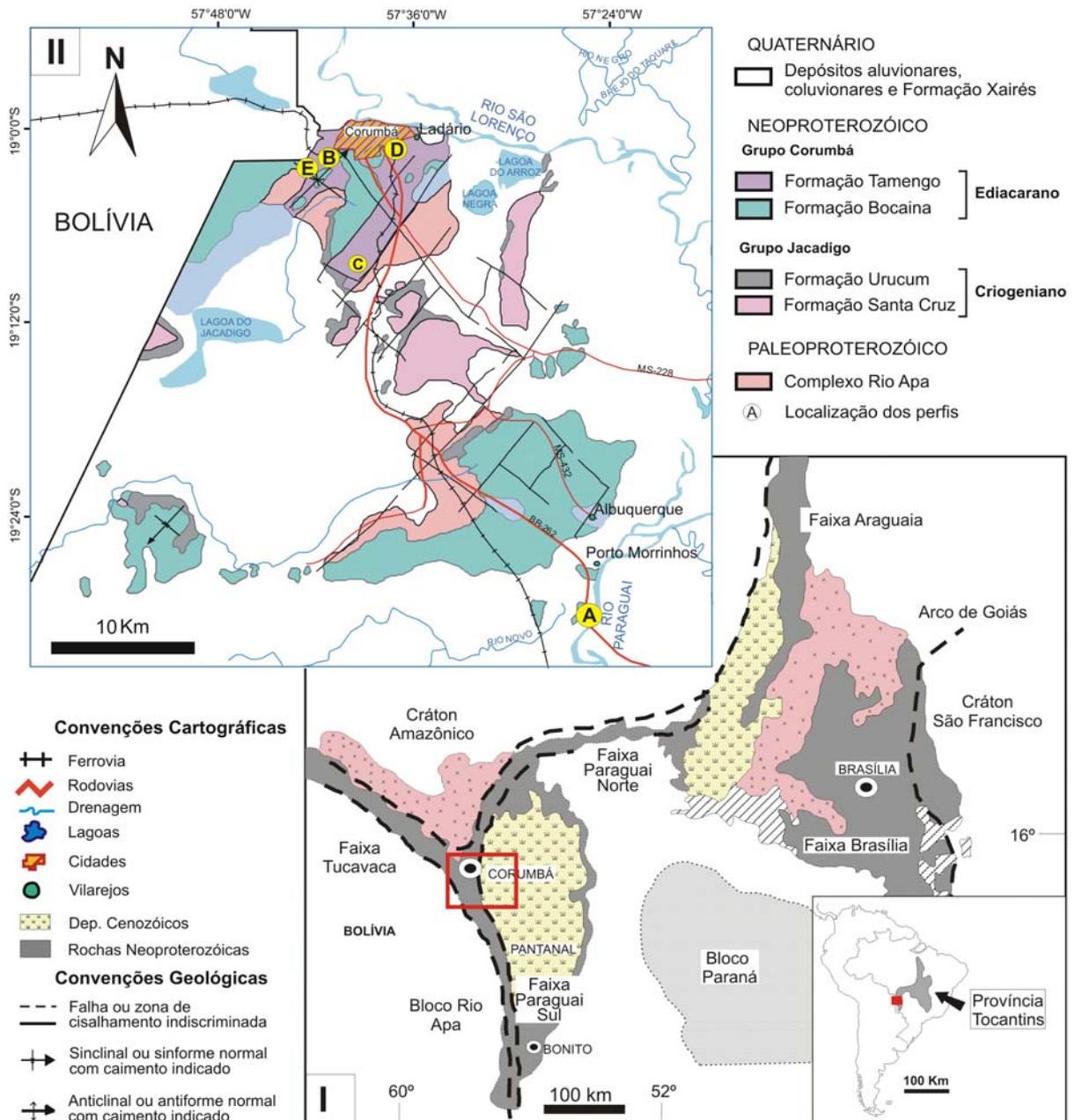


Figura 1. Geologia da Faixa Paraguaí Sul (I) e região de Corumbá (II). Abreviações, A= Porto Morrinhos, B= Pedreira Corcal dolomítica, C= Pedreira Laginha, D= Pedreira Itaú-Saladeiro, E=Pedreira Corcal calcítica. Modificado de Lacerda Filho *et al.* (2004) e Pimentel *et al.*(2000).

## 2 EVENTOS DO NEOPROTEROZÓICO E TRANSIÇÃO PARA O CAMBRIANO

A *International Commission of Stratigraphy* (2008) considera três períodos geocronológicos para o Neoproterozóico: Toniano (1000-850 Ma), Criogeniano (850-600 Ma) e Ediacarano (635-542 Ma, Knoll *et al.* 2004), durante os quais ocorreram expressivos eventos biológicos, geoquímicos e tectônicos (Fig. 2, Tab. 1), como: *i*) múltiplas glaciações globais; *ii*) precipitação carbonática sincrônica imediatamente após as glaciações globais contendo fácies ainda pouco explicadas; *iii*) mares supersaturados em  $\text{CaCO}_3$  com abundância de precipitados aragoníticos; *iv*) as mais expressivas e anômalas variações isotópicas; *v*) o surgimento das primeiras conchas fósseis, *vi*) o desaparecimento de diversos grupos; e *vii*) rápidas mudanças tectônicas.

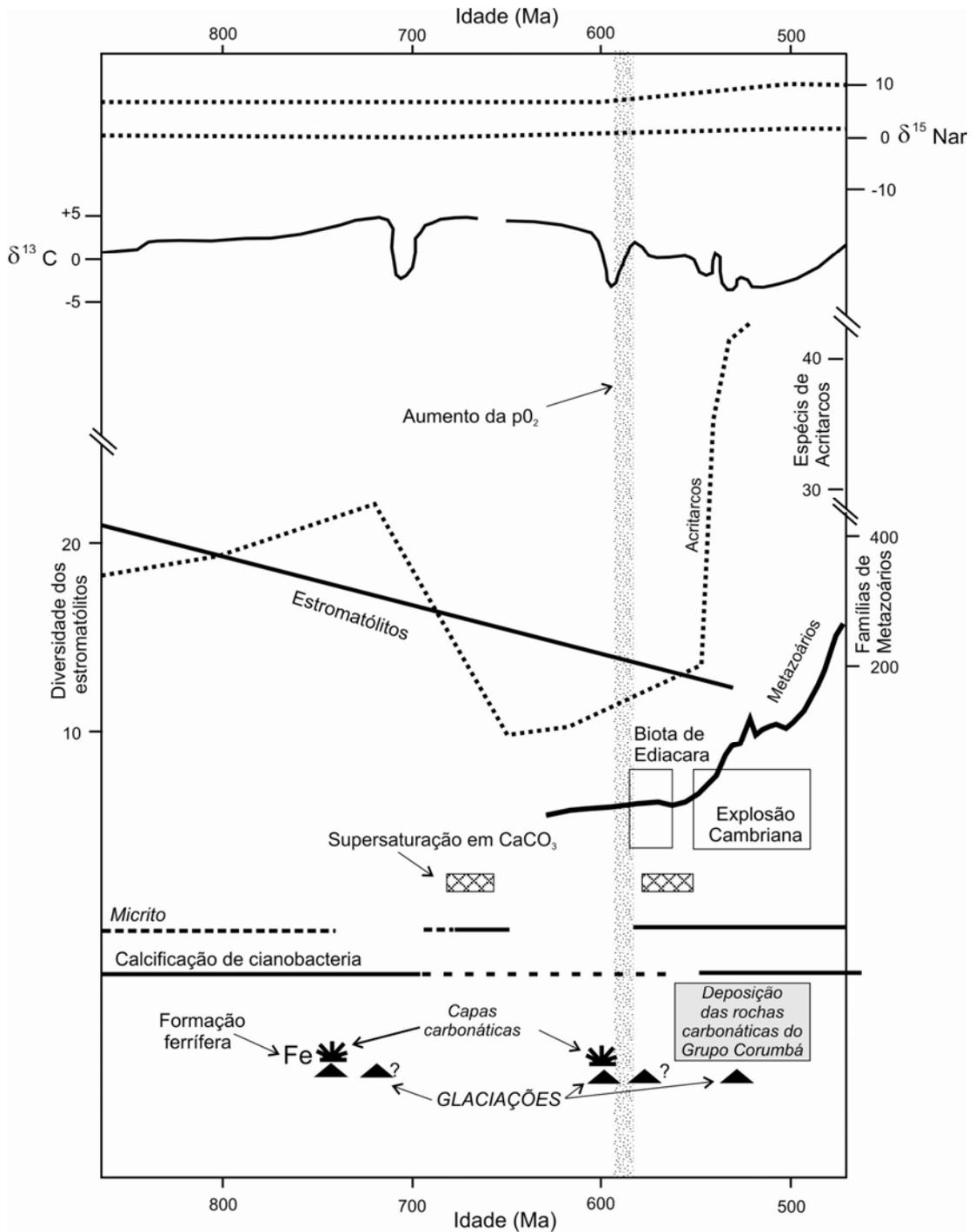


Figura 2. Principais eventos do final do Proterozóico ao Cambriano. As curvas isotópicas mostram a tendência geral e as demais indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, diversidade dos acritarcos e eventos de calcificação microbiana. Modificado de Nogueira (2003) e Beaumont & Robert (1999).

Tabela 1. Principais bio-eventos Ediacaranos. Modificado de Fedonkin (1995).

Idade Ga				
0.54	Filtradores ativos	Novas estratégias alimentares	Recifes algais	Radiação de acritarcos acantomorficos.
0.55	Radiação da fauna esquelética	Radiação e aumento no tamanho dos bioturbadores	Colonização de sedimentos em subsuperfície por invertebrados	
0.56	Limite tafonômico			
0.57				
0.58	Extinção e/ou diminuição dos metazoários	Decréscimo na diversidade dos icnofósseis		
0.59				
0.60		Radiação da alga <i>vendotaenia</i>		
0.61	Expansão dos organismos ediacara			
0.62		Colonização de sedimentos em ambientes marinhos de água rasa		
0.63	Radiação de metazoários de corpo mole			
0.64				
0.65			Glaciação Marinoana	

## 2.1 TEORIA DO *SNOWBALL EARTH*

A possibilidade de glaciação global durante o Neoproterózoico vem sendo levantada desde 1964, com a publicação de Harland (*in* Moczydlowska 2008). Deve-se a Kirshvink (1992) a origem do termo *snowball Earth*, porém as bases teóricas adotadas neste capítulo são as fundamentadas por Hoffman *et al.* (1998) e Hoffman & Schrag (2002) com base nas seguintes evidências: I) dados paleomagnéticos em diamictitos, indicando glaciações em regiões de baixa latitude; II) flutuações em isótopos de carbono; III) formações ferríferas bandadas indicando anoxia oceânica gerada pela capa de gelo e IV) deposição de capas carbonáticas.

O cenário *snowball Earth* sugere que no Criogeniano a concentração de massas continentais na porção equatorial resultaria em um aumento do intemperismo, que, por sua vez, causaria o sequestro de gás carbônico da atmosfera e a consequente redução do efeito estufa. A maior inclinação no eixo da Terra causaria menor exposição aos raios solares, que na época seriam 6% menos intensos que o atual. Esta condição faria com que a Terra passasse por uma glaciação, amplificada pela alteração progressiva no índice de albedo (quantidade de luz solar refletida pela Terra), até envolver toda a área do globo terrestre. Neste momento não haveria circulação oceânica e a vida estaria concentrada em pequenas fontes hidrotermais, ou junto a fissuras e/ou regiões de baixa espessura na capa de gelo, por onde parte da luz solar seria capaz de penetrar.

Posteriormente, o processo tectônico natural, que com o tempo liberaria grandes quantidades de gás carbônico para a atmosfera através de fissuras na capa de gelo, causaria um efeito estufa capaz de derreter a capa de gelo em torno do planeta. Esse efeito reverso é marcado pela deposição de sequências dolomíticas e localmente calcárias, de espessura métrica a decamétrica, ricas em estromatólitos, finamente laminadas, por vezes fenestrais, com estruturas de megamarcas onduladas, relacionadas a ventos extremos (Allen & Hoffman 2005). São encontradas ainda nessas sequências, estruturas de tubos verticais interpretadas como produto de escape de gases (*tubestones*) e pseudomorfos de aragonita. Esses dolomitos ocorrem em diversos locais do globo, logo acima de diamictitos glaciais e são denominados de capas carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002; Kennedy *et al.* 2001; Nogueira *et al.* 2003; Soares & Nogueira 2008). Esta deposição é atribuído: 1) mistura de águas profundas por ressurgências (Kaufman *et al.* 2000; Grotzinger & Knoll, 1995); 2) taxas de intemperismo

altamente elevadas; e 3) desestabilização de hidratos de metano causando alcalinidade excessiva. Os registros dessas glaciações são do Esturtiano (~710 Ma), Marinoano (~635 Ma) e Ediacarano (Gaskiers; ~580 Ma), esta última considerada regional.

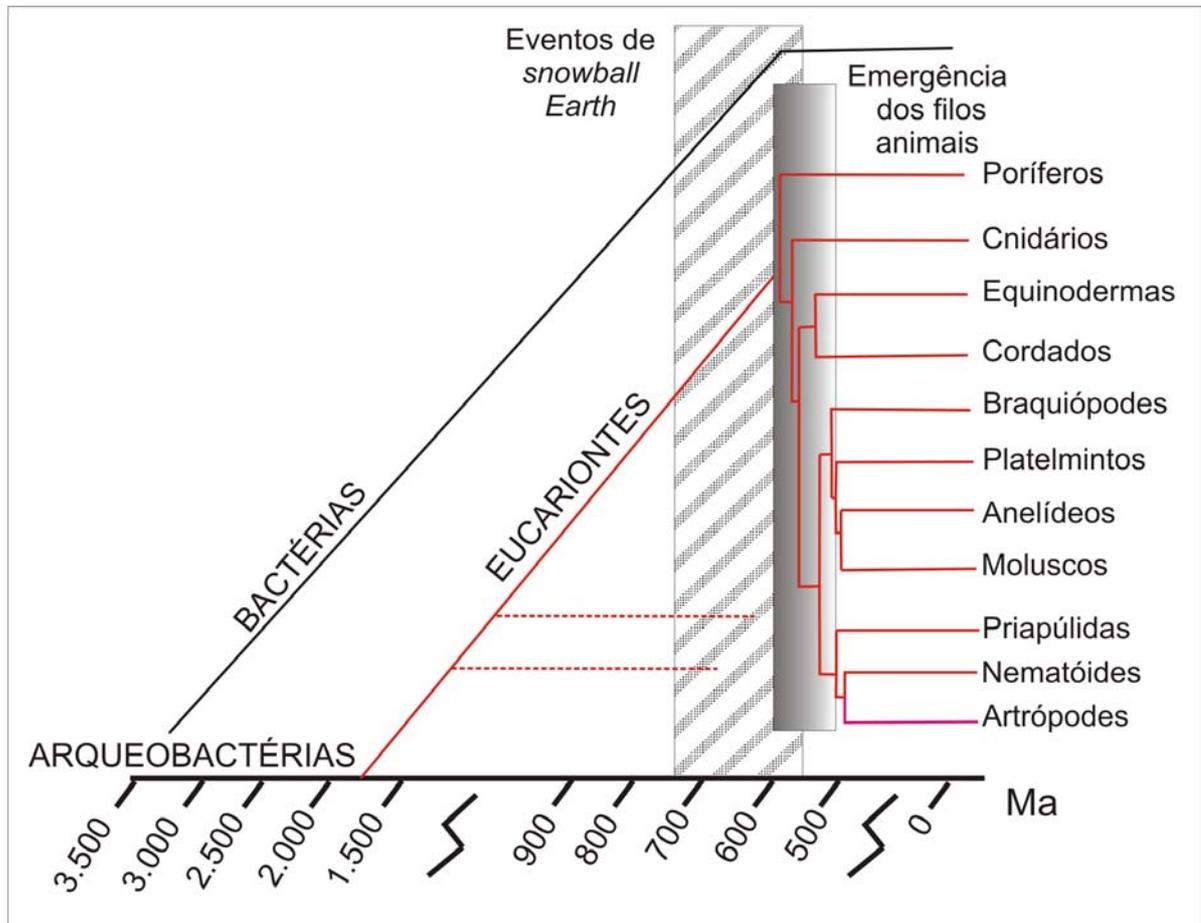


Figura 3. Surgimento dos 11 filos animais a partir dos eucariontes em uma estreita janela de tempo após o último evento de *snowball Earth*. As linhas tracejadas representam o que seriam extinções da árvore ediacariana. Modificado de Hoffman & Schrag (2002).

## 2.2 A TEORIA DO *SLUSHBALL EARTH*

Na teoria do *slushball*, o gelo cobriria apenas 60% do oceano propiciando ambientes com circulação marinha nos trópicos (Hyde *et al.* 2000, 2001). A temperatura média global poderia ter atingido cerca de 0°C, ao contrário dos -50°C postulados pelo modelo *snowball Earth*; e os efeitos de glaciação e período ultra-estufa seriam conseqüentemente menos catastróficos (Cowen 2001).

A teoria do *snowball Earth* propõe que as condições estressantes durante a glaciação provocariam mudanças evolutivas que propiciaram a explosão da biota cambriana (Hyde *et al.* 2000; Maruyama & Santosh 2008, Figura 3); contudo algumas assembléias fossilíferas encontradas em estratos anteriores às glaciações globais não apresentam grandes diferenças das encontradas após estes eventos. Isso indica que os eventos de glaciação influenciaram, porém não foram fundamentais para o surgimento dos novos filos no Cambriano. Vincent *et al.* (2000) questionam a presença de microbiota durante o *snowball Earth* com base em ecossistemas do Ártico. Da mesma forma, Grey (2005) com base em acritarcos pré e pós-glaciais, atribui o surgimento de novos táxons ao impacto de um meteorito e descartou a relação com a glaciação aos depósitos estudados na Austrália.

Por fim, Moczydlowska (2008), em estudo de microbiota criogeniana no talude polonês, afirma que para a manutenção e sobrevivência dessa biota seria necessário ambiente com circulação oceânica, rico em oxigênio e nutrientes, dentro de uma zona fótica e afirma que “para uma perspectiva de biosfera, o modelo radical de *snowball Earth* seria inválido, e a teoria de *slushball Earth* seria a mais adequada”.

### 2.3 GRUPO CORUMBÁ NO CONTEXTO DAS GLACIAÇÕES GLOBAIS NEOPROTEROZÓICAS

No sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, são descritos os principais eventos de glaciação global do Neoproterozóico: Esturtiano de 710 Ma, na região de Corumbá, onde diamictitos se intercalam com formações ferríferas (Eyles *et al.* 2004); Marinoano de 635 Ma, na Faixa Paraguai Norte, representada pelos diamictitos da Formação Puga e recobertos por capa carbonática (Alvarenga & Trompette 1992, Nogueira *et al.* 2003); e, provavelmente, Gaskier de 580 Ma, representado por siltitos com *dropstones* e folhelhos (Alvarenga *et al.* 2007). Contudo a ausência de datações radiométricas, dificulta a correlação com depósitos de outras regiões do globo. Diferente dos eventos Marinoanos, que são descritos em toda a Faixa Paraguai, o Grupo Corumbá - apesar de ser considerado de idade Ediacarana, principalmente devido à ocorrência de *Cloudina* - não apresenta nenhum depósito correlato à glaciação Gaskier.

A Capa carbonática denominada “Puga Hill” tem sido inferida para os depósitos basais da Formação Bocaina, com base apenas em isótopos de carbono e estrôncio (Boggiani & Coimbra 1995, Boggiani *et al.* 1996, Boggiani *et al.* 2003, Boggiani *et al.* 2005, Boggiani *et al.* 2005, Misi *et al.* 2007). Há registros da ocorrência de uma brecha - provável diamictito (?) - na Pedreira Laginha, alvo de estudo do projeto IGCP 478 UNESCO “*Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in southwestern Gondwana*”, o que precisa ser mais bem investigado. Adicionalmente estruturas típicas de capas carbonáticas, como aquelas descritas por Hoffman & Schrag (2002), nunca foram descritas para a Formação Bocaina. Da mesma forma, os contatos com os depósitos glaciogênicos ainda precisam ser revistos, se realmente são hiatus de curta duração ou discordâncias expressivas de tempo geológico. Assim, a relação dos depósitos do Grupo Corumbá com as glaciações do Neoproterozóico ainda permanece duvidosa.

### 3 GRUPO CORUMBÁ

#### 3.1 NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA E CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS

O primeiro estudo realizado nos calcários na região de Corumbá deve-se a Castelnau (1857) *in* Boggiani (1997), que posteriormente foram genericamente denominados por Evans (1893) como *Corumbá Limestone*. Deve-se a Almeida (1965) o emprego do termo Grupo Corumbá para a sucessão de até 700 m exposta ao longo da Serra da Bodoquena e Região de Corumbá. Este autor subdividiu o grupo, da base para o topo, nas formações (Figura 3): Cerradinho, composta de quartzo-arenitos, arcósios e folhelhos; Bocaina, formada por calcários e dolomitos; Tamengo, representada por calcários que passam para folhelhos e margas; e Guaicurus, composta quase que exclusivamente de folhelhos. Estas unidades sobrepõem, em discordância, os diamictitos da Formação Puga (Maciel 1959).

Corrêa *et al.* (1979), em mapeamento na escala 1:250.000, região sudoeste do Mato Grosso do Sul, inseriram a Formação Puga no Grupo Corumbá e excluíram as formações Tamengo e Guaicurus por considerá-las pertencentes ao Grupo Cuiabá, mais antigo. Del'Arco (1981) confirma a presença de passagem gradativa de folhelhos dos dolomitos da Formação Bocaina para a base dos calcários pretos da Formação Tamengo, demonstrando a inviabilidade da proposta de Corrêa *et al.* (1979). Por fim, Boggiani (1997) redefine o Grupo Corumbá, tal qual o proposto por Almeida (1965) e inserindo a Formação Cadiueus, mantendo da base para o topo, as formações Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus.

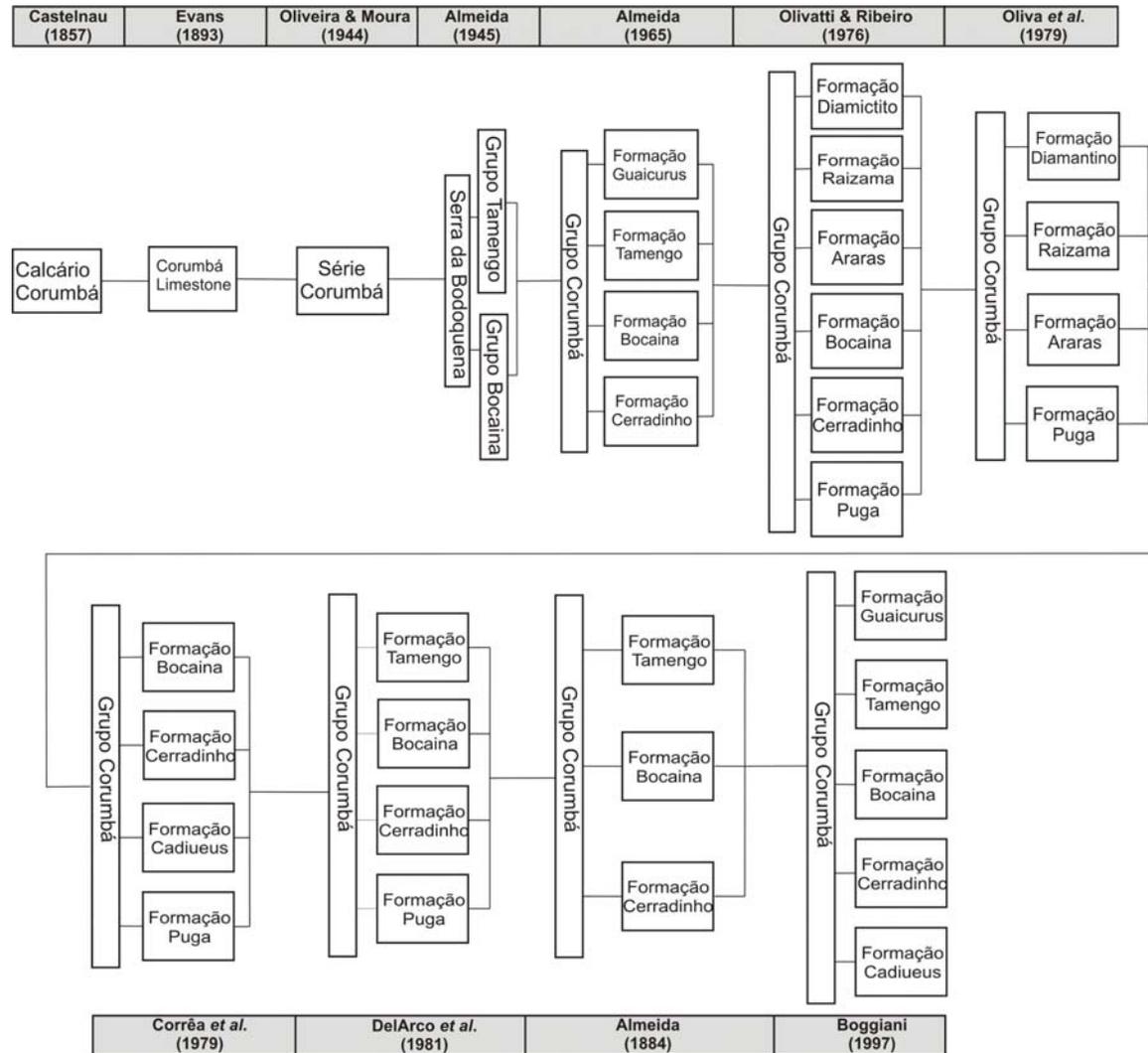


Figura 4. Resumo das principais propostas estratigráficas para o Grupo Corumbá.

A primeira definição da Formação Cadiueus deve-se a Almeida (1965) em estudos realizados na borda oeste do Planalto da Bodoquena e a nordeste do Posto Indígena Alves de Barros, Mato Grosso do Sul. Esta formação com espessura média de 150 m, apresenta contato inferior discordante com o embasamento e os diamictitos glaciais da Formação Puga, enquanto que o contato superior com a Formação Cerradinho é gradacional (Almeida 1965; Boggiani 1997; Gaucher *et al.* 2003). A Formação Cadiueus é composta de ortoconglomerados polimíticos, intercalados com arcósios de granulometria grossa, que gradam em direção ao topo para folhelhos (Almeida 1965; Boggiani 1997). É interpretada como sendo o resultado da retração da glaciação marinoana (Formação Puga), com a formação de leques aluviais *sin-rift*, relacionadas com a abertura da Bacia Corumbá.

A Formação Cerradinho foi primeiramente descrita e individualizada por Almeida (1965), na borda oeste do Planalto da Bodoquena, uma vez que as ocorrências no Maciço de Urucum (região de Corumbá) são escassas. A espessura varia entre 100 e 150 m. O contato inferior com o embasamento e com a Formação Puga é discordante, enquanto que o contato superior com a Formação Bocaina é gradacional (Almeida 1965; Boggiani 1997). A Formação Cerradinho é constituída por quartzo-arenitos e arcósios finos a médios, de coloração cinza a rosada, e pequenos níveis conglomeráticos que gradam, em direção ao topo, para folhelhos de coloração avermelhada a cinza-médio e siltitos com intercalação de argilito. Ocorrem também, de forma muito rara, finas camadas de sílex (Almeida 1965; Corrêa *et al.* 1979; Del'Arco *et al.* 1981; Boggiani 1997). A Formação Cerradinho é interpretada como depósitos de fan-deltas, resultante do afogamento de leques aluviais durante a entrada do mar.

A Formação Bocaina foi inicialmente denominada de Corumbá *Limestone* (Evans 1893) e redefinida por Almeida 1945 (*in* Corrêa *et al.* 1979), nas proximidades da cidade de Corumbá, onde ocorrem suas melhores exposições. Apresenta uma espessura máxima de 100m, sendo o contato inferior gradacional com a Formação Cerradinho, erosivo com a Formação Puga e discordante com o embasamento, gerando uma superfície erosiva denominada de Superfície de Aplainamento Pedra Branca (Boggiani & Coimbra 1998). O contato superior com a Formação Tamengo é gradacional (Almeida 1965; Corrêa *et al.* 1979; Del'Arco *et al.* 1981; Boggiani 1997). Trata-se de uma formação composta de calcários dolomíticos, dolomitos estromatolíticos, dolomitos arenosos - localmente silicificados, níveis oolíticos a pisolíticos, fosforitos e raras intercalações milimétricas de argila (Almeida 1965; Corrêa *et al.* 1979; Del'Arco *et al.* 1981; Boggiani 1997; Gaucher *et al.* 2003). A formação

tem sido interpretada como sendo originada em uma ampla e extensa planície de maré, resultante da transgressão pós-glacial marinoana sobre uma superfície de aplainamento. A água rasa, calma e rica em nutrientes favoreceu a proliferação de atividade microbiana bentônica, formação de estromatólitos e de camadas fosfáticas.

O termo “Formação Tamengo” foi atribuído por Almeida (1965) durante mapeamento no Planalto da Bodoquena. Segundo Gaucher *et al.* (2003) a espessura média desta unidade é 100 m, podendo chegar a 200 m. Tanto o contato inferior com a Formação Bocaina, quanto o superior com a Formação Guaicurus é gradacional. A Formação Tamengo é caracterizada por calcários bastante puros, de coloração preta, localmente dolomíticos, com teores de MgO inferiores a 5%. São freqüentes as intercalações de folhelhos carbonosos com margas. Na base da formação, ocorrem quartzo-arenitos com cimento calcítico e brechas sedimentares polimíticas. Podem ainda ocorrer pequenas intercalações de siltitos e níveis oolíticos. Estratificação plano-paralela, raras estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, estratificação do tipo *hummocky* e marcas de onda, são as principais estruturas sedimentares encontradas (Almeida 1965; Del’Arco *et al.* 1981; Boggiani 1997; Gaucher *et al.* 2003). Encontra-se nesta unidade a maior parte dos fósseis do Grupo Corumbá. Merecem destaque o gênero *Cloudina* e o invertebrado *Corumbella weneri* (Fairchild 1978; Walde *et al.* 1982; Zaine & Fairchild 1981; Zaine & Fairchild 1985; Hahn & Pflug 1985; Gaucher *et al.* 2003). Em relação à Formação Bocaina, a Formação Tamengo representa, de maneira geral, águas mais profundas com acentuada transgressão para oeste e aumento de profundidade para leste. Inicialmente ocorreu um acentuado rebaixamento do nível do mar, com subsequente elevação eustática que propiciou condições pelágicas e periplataformais em ambiente francamente oceânico. Neste contexto houve deposição em talude, com geração de tempestitos tropicais em águas sob condições anóxicas. Têm sido esboçado algumas correlações entre essa unidade e o Grupo Itapucumi no Paraguai (Boggiani & Gaucher 2004), Grupo Arroyo del Soldado no Uruguai (Gaucher *et al.* 2003), Grupo Murciélagos na Bolívia (Jones 1985, Boggiani, 1997; Trompette *et al.* 1998) e conseqüentemente, aos depósitos com *Cloudina* ao redor do globo.

A Formação Guaicurus foi definida primeiramente por Almeida (1965) em mapeamento no Planalto da Bodoquena. Segundo Gaucher *et al.* (2003), esta formação tem espessura em torno de 150 m, apesar de Almeida (1965), com base em fotografias aéreas, ter atribuído valores da ordem de 1.000 m. O contato inferior com a Formação Tamengo é gradacional. Já o contato com o Grupo Cuiabá ainda não é bem definido, devido à ausência de

exposições. A Formação Guaicurus é constituída por um contínuo e espesso pacote de folhelho preto. (Almeida 1965; Boggiani 1997; Gaucher *et al.* 2003). A inibição da deposição carbonática poderia ter sido causada por diversos fatores, como maior aporte terrígeno na bacia devido ao tectonismo, afogamento da plataforma carbonática devido a elevação do nível de mar, mudanças no teor de oxigenação da água ou mudanças climáticas. Outra hipótese seria uma possível movimentação de placas tectônicas, e a conseqüente mudança de latitude da plataforma, o que teria interferido na salinidade, turbidez e temperatura da água, provocando assim a mudança litológica.

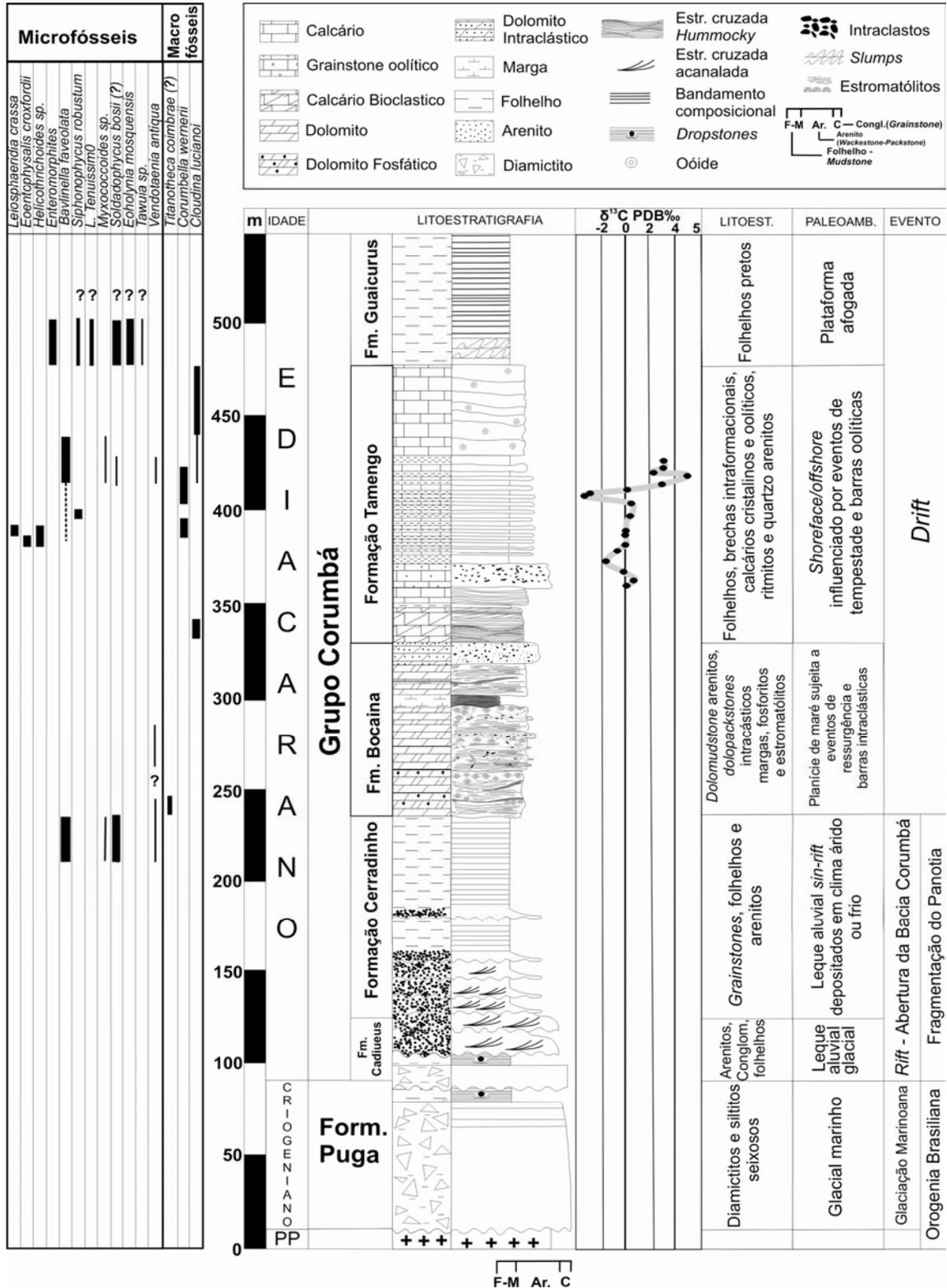


Figura 5. Coluna estratigráfica composta do Grupo Corumbá e Formação Puga, com os principais táxon, distribuição isotópica e eventos tectono-estratigráficos. Abreviação, PP=Paleoproterozóico. Modificado de Gaucher *et al* (2003) e Hidalgo (2002).

### 3.2 PALEONTOLOGIA

O primeiro estudo paleontológico deve-se a Burlen & Sommer (1957) que descreveram fósseis com forma de tubos carbonáticos, encontrados na Formação Tamengo, como algas *Aulophycus lucianoi*, que posteriormente foram redefinidas como pertencentes a exoesqueletos *Cloudina* (Fairchild 1978). Posteriormente Hahn & Pflug (1985) utilizaram o nome *Cloudina waldea*, e Zaine & Fairchild (1985) o nomearam como *Cloudina lucianoi*. Contudo, a classificação mais condizente deve-se a Vidal *et al.* (1994), que enquadram os fósseis da Formação Tamengo na espécie *Cloudina hartmannae* de Germs (1972). Anos mais tarde, Walde *et al.* (1982) constataram a ocorrência de microfóssil *Corumbella weneri*. Ainda nesta unidade, Zaine & Fairchild (1991) reportam ocorrência do gênero *Vandalosphaeridium*, da alga macroscópica *Tyrasotaenia sp.* e do microfóssil *Bavlinella faveolata*. Deve-se a Gaucher (2000) identificação do fóssil *Eoholynia* presente na Formação Guaicurus. Estromatólitos foram descritos na Formação Bocaina.

Hidalgo (2002) realizou um refinamento bioestratigráfico com base em estudos de afloramentos da região de Corumbá, agrupando as ocorrências fossilíferas em três categorias:

- a) Microfósseis: presente na Formação Tamengo e representados pelos cocoidais *Bavlinella faveolata* e *Eoentophysalis croxfordii*.
- b) *Incertae Sedis*: encontrados na Formação Tamengo, incluindo os microfósseis filamentosos de táxon indefinido *Helicotheichoides sp.* e *Waltheri* e o microfóssil cocoidal *Leiosphaeridea crassa*.
- c) Macrofósseis: ocorrentes na Formação Guaicurus e representados por *Eoholynia mosquensis* e *Enteromorphites siniasis*. Todavia, há a possibilidade de *E.siniasis* ser impressões geradas por processos abiogênicos.

Por fim, Gaucher *et al.* (2003), em tentativa de correlacionar o Grupo Corumbá com o Grupo Arroyo del Soldado no Uruguai, realizaram um estudo paleontológico organizando os fósseis nas seguintes categorias:

- a) Microfósseis de parede orgânica: representados por *Bavlinela faveolata*, *Siphonophycus robustus*, *L. tenuissima*, *Myxococcoides sp.* e *Soldadophycus bosii*. Contudo, o caráter fóssil de *S. bosii* deve ser mais bem investigado, devido à ausência de correlatos em outras partes do globo e a possibilidade de contaminantes.
- b) *Vendotaenides*: constituídos pelos fósseis *Vendotaenides antiqua*, *Eoholynia corumbensis* e *Taenia sp.*
- c) Fósseis esqueléticos: incluindo o macrofóssil *Cloudina lucianoii* e o até então nunca descrito, para a Formação Bocaina, *Titanotheca coimbrae*, espécie caracterizada por apresentar uma alta especificidade de minerais na composição de sua carapaça, o que restringe seu *habitat*.

### 3.3 IDADE E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Boggiani *et al.* (2005) e Babinski *et al.* (2006), com base em datações radiométricas realizadas na Formação Tamengo com SHRIMP em grãos de zircão presentes em cinzas vulcânicas, intercaladas a níveis com ocorrência de *Cloudina*, na pedreira Corcal, sugerem  $545\pm 6$  Ma como idade máxima para a sucessão. Contudo, a diversidade de idades encontradas não torna estes resultados conclusivos, sendo necessários estudos mais aprofundados a respeito dessas idades e da comprovação da natureza dessas cinzas vulcânicas.

Zaine & Fairchild (1991) indicam idade ediacarana a cambriana inferior para os invertebrados primitivos *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*, a alga macroscópica *Tyrasotaenia* sp. e o microfóssil *Bavlinella faveolata* encontrados nas formações Tamengo e Guaicurus, nos arredores da cidade de Corumbá, MS. A idade de sedimentação para esta sucessão compreenderia o Neoproterozóico Superior (Ediacarano) entre 600 e 544 Ma inferidas a partir de estudos do fóssil índice do gênero *Cloudina* (Zaine & Fairchild 1991; Gaucher *et al.* 2003).

Estudos isotópicos em Carbono e oxigênio até então realizados, principalmente na Formação Tamengo, resultaram em valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  variando de  $-3\text{‰}$  a  $+5\text{‰}$  em direção ao topo da Formação Tamengo (Fig. 5), sendo essa excursão positiva interpretada como típica de sequências de idade Ediacarana e os valores negativos, relacionados ao evento glacial Varanger ou a glaciação Gaskier (Boggiani *et al.* 1996; Boggiani 1997 e, Boggiani *et al.* 2003, Gaucher *et al.* 2003, Misi *et al.* 2006). Os valores de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  em torno de 0.70852 são comuns a seções situadas na passagem Neoproterozóico/Cambriano (600-535 Ma), e foram interpretados como avanço dos oceanos associados com a colisão continental Pan-Africana-Brasileira (Boggiani *et al.* 2003).

#### 4 CONTEXTO TECTÔNICO

A Bacia Corumbá de idade Ediacarana, com 300 km de extensão no sentido N-NW, localiza-se na borda leste do Bloco Rio Apa, entre a Serra da Bodoquena e o Aulacógeno Tucavaca. Na região de Corumbá as unidades do Grupo Corumbá encontram-se pouco deformadas, enquanto que na Faixa Paraguai e ao longo da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai) são intensamente dobradas.

A bacia desenvolveu-se sobre um dos complexos de grábens resultantes do processo de rifteamento do Rodínia há aproximadamente 590 Ma (Trompette 1994, Tohver *et al.* 2006; Li *et al.* 2008). Seu preenchimento ocorreu durante a fase *rift-to-drift*, sendo a fase *rift* resultante da formação de *grabens*, representada pelos depósitos aluviais da Formação Cadiueus e transgressivos da Formação Cerradinho. O estágio *drift* se refere às formações Bocaina e Tamengo, com características francamente oceânicas e a Formação Guaicurus depositada em condição de margem passiva, marcando o final da deposição da bacia (Almeida 1965; Boggiani 1997).

As rochas do Grupo Corumbá foram deformadas e metamorfisadas no final do Cambriano e início do Ordoviciano (540-459 Ma) durante a Orogenia Paraguai-Araguai (Basei & Brito Neves 1992), fase final da tectônica Brasileira-Pan-Africana (Almeida 1984, Alvarenga & Trompette 1993). Granitos pós-tectônicos, como o Granito São Vicente de idade  $504 \pm 12$  Ma (K/Ar em biotita: Almeida & Montovani 1974), fornecem a idade mínima para as sucessões sedimentares da faixa. Eventos de reativação tectônica durante o Paleozóico e Mesozóico, e o desenvolvimento de uma tectônica de inversão do *graben*, resultando na topografia pantaneira (datado em torno de 3 Ma), finalizaram o tectonismo na área em estudo (Trompette *et al.* 1998).

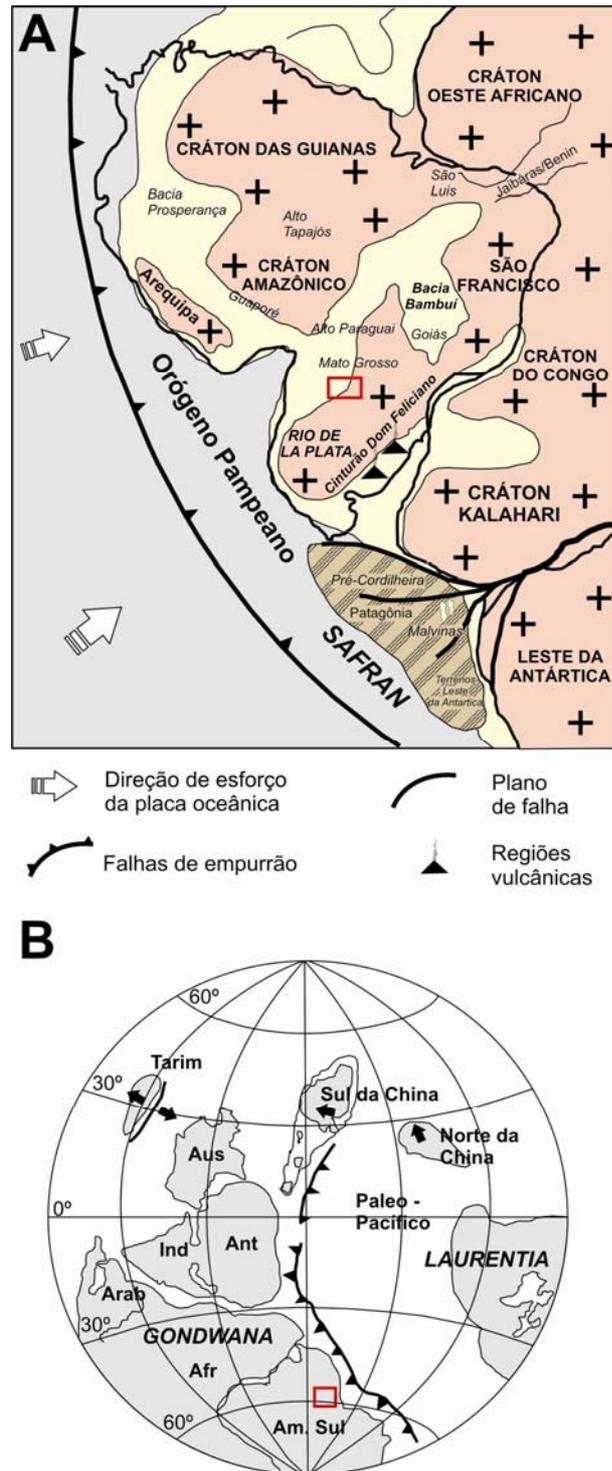


Figura 6. Disposição tectônica no Ediacarano. **A:** Bacias cratônicas, intracratônicas e orogêneses no oeste do Gondwana durante o Ediacarano/Cambriano. **B:** Reconstituição paleogeográfica durante a passagem do Ediacarano/Cambriano. Retângulos correspondem a área abordada neste estudo. Modificado de Aceñolaza *et al.* (2002).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

O estudo de fácies e estratigráfico foi realizado ao longo das diversas exposições em frentes de lavras nas pedreiras situadas na região de Corumbá. Consistiu na descrição de fácies sedimentares, segundo a técnica de Miall (1989 a,b) e Walker & James (1992). Parâmetros como litologia, geometria, estruturas sedimentares, textura, grãos componentes, fábrica e conteúdo fossilífero, incluindo a descrição do tipo e morfologia de estromatólitos, foram descritos. Para auxiliar a descrição foram confeccionados perfis litoestratigráficos, croquis detalhados, fotomosaicos e blocos diagramas (Arnott *et al.* 1997) que permitiram o registro da distribuição e variabilidade vertical e lateral das fácies. As fácies foram agrupadas em associações faciológicas geneticamente relacionadas, cuja análise possibilitou a interpretação do sistema deposicional das unidades estudadas. Superfícies de descontinuidade (superfícies-chave) foram utilizadas para a correlação estratigráfica. A coleta sistemática de amostras seguiu a individualização prévia de fácies (Fig. 7).

As fácies foram descritas petrograficamente com base nos trabalhos de Tucker (1990), Dunham (1962) e Folk (1974). Para a determinação do tipo de carbonato, as lâminas foram tingidas com alizarina vermelha-s e ferrocianeto de potássio, segundo a técnica descrita por Adams *et al.* (1984).

## 5.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX) EM AMOSTRA TOTAL E FRAÇÃO ARGILA

Para amostra total utilizou-se 5-10g de amostra pulverizada em grau de ágata e analisada em um intervalo de 5 a  $65^\circ 2\theta$ .

Na preparação dos argilominerais para a DRX, 20 a 30g de amostras foram previamente desagregadas em grau de ágata e posteriormente tratadas com ácido clorídrico (HCl) diluído a 5% para dissolução de carbonato, e água oxigenada (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) para a eliminação de matéria orgânica. Após lavagem das amostras em água destilada para retirada do HCl, as mesmas passaram por peneiramento úmido resultando na separação da fração inferior a 62 $\mu$ m (silte-argila). Em seguida, esta fração foi colocada em cilindros de *Atterberg* com 350ml de água destilada por 7 horas. Floculações foram revertidas mediante a adição de 0,3g de pirofosfato. Após essa etapa a fração foi centrifugada a 2000 rotações durante 10 minutos e a concentração foi lavada com água destilada para a remoção do pirofosfato. Por fim, 0,2g de argila concentrada em 10ml de água destilada foi pipetada em uma lâmina de vidro para a orientação da argila. No caso de argilas desorientadas, não foi necessário pipetagem (Fig. 7).

Para identificação dos grupos de argilominerais via difratometria de raios-X (DRX), utilizou-se, a fração <2 $\mu$ m orientada, nas condições seca ao ar, saturada com etilenoglicol e aquecida a 550°/1hora.

## 5.3 ISÓTOPOS DE C, O e N, TEORES DE CARBONATO E DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (TOC)

Amostras para análise isotópica foram obtidas da coleta sistemática em 2 perfis colunares da Formação Tamengo. A análise isotópica de C, O e N foi realizada em 4 amostras de calcários da Pedreira Laginha e uma da Pedreira Corcal, principalmente de granulação fina (*mudstones*). Foram selecionadas amostras representativas do intervalo com *Cloudina*, dando-se preferência àquelas mais homogêneas evitando-se porções fraturadas, zonas com preenchimento mineral secundário e intemperizadas. Além do teste de reação com ácido clorídrico feito no campo (reação a frio para calcita e em amostra pulverizada de dolomita), a distinção entre calcita e dolomita foi feita em seções delgadas com tingimento utilizando solução de alizarina e ferrocianeto de potássio. Amostras homogêneas foram pulverizadas em grau de ágata.

As análises  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  da calcita e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  da matéria orgânica foram realizadas no Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables da Universidade de Paris (IPGP), França. O gás  $\text{CO}_2$  extraído dos carbonatos pulverizados em linha de alto vácuo após a reação com ácido fosfórico a 100% foi aquecido a  $25^\circ\text{C}$  durante 4 horas. A razão carbono e oxigênio foi medida por um cromatógrafo a gás acoplado a um espectrômetro de massa GC-IRMS. As amostras foram calibradas usando o padrão do laboratório (Rennes 2) ao padrão internacional, V-PDB (*Vennese Pee Dee Belemnites*). Os resultados foram registrados com a notação convencional de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{13}\text{O}$  em por mil (‰) e as incertezas das medidas de isótopos foram 0,1‰. Para a análise de carbono orgânico, o carbonato foi dissolvido após reagir com HCl 6N durante toda a noite na temperatura do laboratório e após isso, 2 horas a  $80^\circ\text{C}$ , o resíduo foi lavado com água destilada até a neutralização do pH. O resíduo foi centrifugado e seco a  $50^\circ\text{C}$  durante 48 horas. A fração de  $\text{C}_{\text{org}}$ , o silicato residual e o CuO foram colocados em um tubo selado de alto vácuo. Os tubos foram aquecidos a  $950^\circ$  durante 6 horas para oxidar a matéria orgânica. O  $\text{CO}_2$  foi quantificado, purificado e extraído em uma linha de alto vácuo. Na determinação da composição isotópica o nitrogênio foi extraído das amostras pela técnica de combustão em tubo de quartzo selado em alto vácuo. O gás nitrogênio, purificado usando Cu, CuO e CaO, foi quantificado como dinitrogênio  $\text{N}_2$  pela manometria de capacitância em ultra-alto vácuo. Para a análise isotópica de nitrogênio realizadas no IPGP, utilizou-se um espectrômetro de massa com triplo coletor a vácuo, que permitiu a medida em nanomol de  $\text{N}_2$ . As incertezas das medidas de isótopos foram 0,2‰.

Para as análises de Carbono Orgânico Total (TOC), foi utilizado o método de combustão, onde após a remoção do carbonato em uma solução de HCl a 10%, as amostras calibradas com atropina foram aquecidas em um analisador DOC de combustão a  $1.020^\circ\text{C}$ , reduzidas para  $600^\circ\text{C}$ , e finalmente obtendo a coluna cromatográfica a  $60^\circ\text{C}$ . O valor de TOC resultou da soma do carbono orgânico, com o carbono inorgânico.

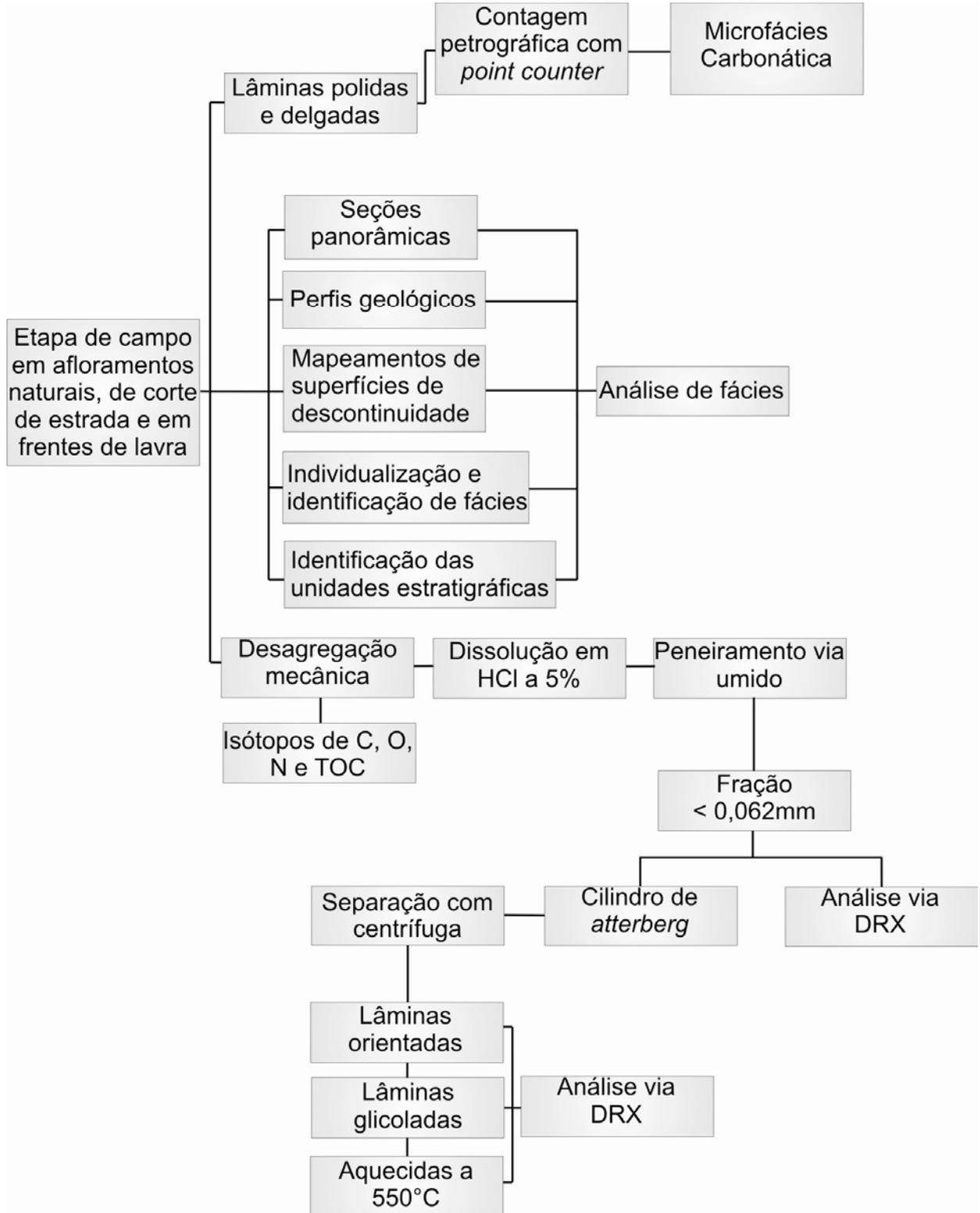


Figura 7. Fluxograma com os principais processos analíticos realizados em um total de 28 lâminas petrográficas, análise de DRX em argila e amostra total em 6 amostras e análise isotópica em 5 níveis estratigráficos.

## 6 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

### 6.1 OBSERVAÇÕES GERAIS

Diversos autores se empenharam na tarefa de caracterizar os paleoambientes das rochas carbonáticas e siliciclásticas da região de Corumbá, os quais foram definidos como planície de maré, laguna, borda de plataforma e depósitos de talude (Almeida 1965, Correa *et al* 1979, Del'Arco *et al.* 1981, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). A maior parte destas interpretações é baseada na presença de estromatólitos, níveis fosforíticos, estratificações plano-paralelas e cruzadas, estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas.

Destaca-se entre estes trabalhos o estudo prévio de fácies realizado por Boggiani (1997) que revelou 7 fácies sedimentares para a Formação Bocaina e 9 fácies sedimentares para a Formação Tamengo, representativa de uma plataforma carbonática (Tabela 2). Embora nem todas as fácies descritas por Boggiani (1997) tenham sido estudadas nesta pesquisa, o objetivo deste capítulo é, além de fazer considerações sobre estas unidades, complementar o sistema deposicional Ediacarano na região de *Corumbá*.

Tabela 2. Sumário das fácies das formações Bocaina e Tamengo individualizadas por Boggiani (1997). Modificado.

UNIDADE	FÁCIES	INTERPRETAÇÃO
Fm Tamengo	<i>Rudstones com Cloudina</i>	
	<i>Rudstones oncolíticos</i>	
	<i>Grainstones oolíticos</i>	
	Ritmitos	
	Margas carbonáticas	Evento transgressivo em borda de plataforma
	<i>Mudstones calcíticos pretos</i>	
	<i>Rudstones com clastos arredondados</i>	
	Brechas intraformacionais	
	Quartzo-arenitos	
Fm Bocaina	<i>Rudstones pisolíticos</i>	
	Rochas fosfáticas	
	Dolomitos estromatolíticos	Planície de maré e borda de plataforma sujeita a ressurgências
	<i>Mudstones alternados com silexitos</i>	
	<i>Flakestones</i>	
	<i>Mudstones dolomíticos estratificados</i>	
Estromatólitos LLH		

Em geral, as rochas carbonáticas estudadas pertencentes às formações Bocaina e Tamengo estão representadas por *wackestones*, em parte dolomitizados, e *packstones*, podendo conter 3% a 5% de grãos terrígenos de granulometria silte a areia fina. As texturas micríticas estão quase que completamente modificadas por neomorfismo, predominando a textura microesparítica a pseudoesparítica. Outros litotipos encontrados são folhelhos betuminosos, arenitos finos a médios algumas vezes cimentados por dolomita e brechas cimentadas por dolomita espática. Exibem cores preta, cinza claro, e amarelada a avermelhada quando intemperizados. É evidente a intensa atuação de processos diagenéticos nos litotipos, com destaque para a estilolitização tanto em escala macro, como microscópica. Dobras anticlinais, falhas e fraturas, algumas vezes associadas a preenchimentos por sílica ou carbonato são feições tectônicas comumente encontrados nestas rochas. Em todos os afloramentos estudados, o plano de acamamento apresenta mergulho em torno de 25° para noroeste ou nordeste, indicando atuação de esforços tectônicos. Complexidade estrutural somada a escassez de afloramentos dificultou uma correlação estratigráfica mais precisa dos estratos.

O estudo faciológico realizado identificou 16 fácies sedimentares agrupadas em 4 associações faciológicas de rampa carbonática, confirmando as interpretações prévias para a porção superior do Grupo Corumbá.(Tabela 3 e 4).

Tabela 3. Sumário das fácies e associações de fácies da **Formação Bocaina** aflorantes na região de Corumbá.

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
<b>AF1 – PLANÍCIE DE MARÉ (De, Am)</b>		
<b>Dolomito estromatolítico (De).</b> Coloração rosada e rico em matéria orgânica. Granulação fina. Raros grãos de quartzo de tamanho silte.	Laminações estromatolíticas planares e dômicas, com poros fenestrais/ <i>bird's eyes</i> e gretas de ressecamento. Estromatólito LLH-SH segundo Logan <i>et al.</i> (1964).	Atividade microbiana com formação de esteiras em águas rasas com energia moderada a alta. Ambiente estressante e exposição subaérea. Degradação da matéria orgânica na zona de Intermaré.
<b>Folhelho (F)</b> Ocorre de maneira subordinada, em uma camada de até 60 cm de espessura	Laminação plana	Deposição por suspensão durante águas paradas (maré?).
<b>Arenito maciço (Am).</b> Quartzarenito médio, com grãos bem selecionados e bem arredondados, cimentado por dolomita.	Camadas tabulares, ou preenchendo diques centimétricos.	Deposição por correntes em regiões planas de intermaré. Processos de liquefação/fluidificação e fraturamento <i>sin-sedimentar</i> induzido por sobrecarga (?) ou choques sísmicos (?).
<b>AF2 – BAIXIOS DE SUBMARÉ (Dm, Dpc, Ap, F)</b>		
<b>Dolomito maciço (Dm).</b> Dolomito fino com intraclastos de <i>mudstone</i> , carbonato oolítico e até 5% de grãos terrígenos (quartzo e micas). Rara laminação estromatolítica.	Acamamento maciço. Laminação convoluta, estruturas de sobrecarga e diques de injeção, localmente brechas <i>sin-sedimentares</i> .	Precipitação de carbonato, deposição de formas de leito por correntes de alta energia, atividade microbiana incipiente, fluxo plástico, liquefação. Localmente fraturamento e falhamento <i>sin-sedimentar</i> por sobrecarga.
<b>Dolomito com laminações planar e cruzada (Dpc).</b> Granulação fina a média	Estratificação incipiente, planar laminação cruzada.	Deposição por ação de ondas e correntes em águas rasas.
<b>Arenito com estratificação plano-paralela (Ap).</b> Arenito friável com granulometria média e coloração amarelada.	Estratificação incipiente, planar	Ação de fluxo trativo ou em regime de fluxo superior.
<b>Folhelho (F)</b> Ocorre de maneira subordinada, em uma camada de até 30 cm de espessura	Laminação plana e acamamento convoluto.	Deposição por suspensão durante águas paradas (maré?). Processos de liquefação.
<b>Brecha dolomítica (Bd)</b> Formada por clastos da fácies Dpm e Dpc.	Feições de deformação <i>sinsedimentar</i> . Acamamento maciço	Deposição por fluxo trativo em ambiente de alta energia. Liquefação e fluidificação.

Tabela 4. Sumário das fácies e associações de fácies da **Formação Tamengo** aflorantes na região de Corumbá.

ASSOCIAÇÃO/FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSOS
AF3 – <i>SHOREFACE</i> COM BARRAS OOLÍTICAS (Pim e Po)		
<b>Grainstone intraclástico maciço (Gim)</b> de coloração escura e formada por fragmentos arredondados de micrito e <i>packstone</i> oolítico. Raros grãos terrígenos. Localmente ocorre brecha intraformacional com clastos de até 4 cm.	Camadas tabulares e lateralmente contínuas por dezenas de metros.	Ressedimentação através de fluxos trativos/oscilatórios (?).
<b>Grainstone oolítico maciço (Go)</b> <i>Packstones</i> com oóides compostos e simples de 0,4mm de diâmetro, apresentando cimento calcítico em franja. Presença de intraclastos oolíticos. Grãos de quartzo são raros.	Camadas de até 1m de espessura, tabulares e lateralmente contínuas	Precipitação carbonática sob atuação de fluxos trativos em ambiente de alta energia.
<b>Ritmito <i>mudstone</i> calcífero/folhelho (Rmf)</b> com <i>sets</i> variando de 5 a 10 cm de espessura. Betuminoso.	Laminação plana	Alternância entre precipitação química e deposição de grãos terrígenos em ambiente de baixa energia.
AF4 – <i>OFFSHORE</i> INFLUENCIADO POR TEMPESTADE (Mhs, Mm, Pm e F)		
<b>Calcário cristalino com estratificação cruzada <i>swaley/hummocky</i> (Csh)</b> Calcário fino de cor cinza escura, com aproximadamente 5% de grãos terrígenos. Apresenta fragmentos de conchas de <i>Cloudina</i> , com 0,9mm de diâmetro e até 1 cm. de comprimento	Estratificação cruzada do tipo <i>hummocky/swaley</i> , e estratificação cruzada de baixo ângulo (<10°).	Deposição por fluxo combinado predominantemente oscilatório por ondas de tempestades.
<b>Calcário cristalino maciço (Cm)</b> Calcário cristalino cinza escuro com até 5% de terrígenos. Ocorrem fragmentos do microfóssil <i>Cloudina</i> .	Camadas planas e lateralmente contínuas.	Precipitação química de carbonato em ambiente com energia moderada a alta.
<b>Folhelho (F)</b> Rico em matéria orgânica e geralmente betuminoso.	Camadas métricas tabulares.	Deposição por suspensão. Concentração de matéria orgânica.
<b>Pelito carbonático maciço (Pm)</b> Pelito com até 40% de calcita (marga) de coloração avermelhada.	Acamamento maciço geralmente intercalado com a fácies Cm.	Deposição por suspensão e precipitação química subordinada.

## 6.2 FORMAÇÃO BOCAINA

### 6.2.1 Associação de Fácies 1 (AF1): Planície de maré

Esta associação é encontrada em afloramentos ao longo do Rio Paraguai, na localidade de Porto Morrinhos, Mato Grosso do Sul (Fig. 1). AF1 está organizada em ciclos métricos tabulares de raseamento ascendente, lateralmente contínuos, formados, da base para o topo, pelas seguintes fácies: arenito com acamamento maciço (Am), dolomitos com estromatólitos estratiformes a colunares (De) e folhelho (F). (Tab. 3, Fig 8).

Os arenitos são médios a grossos, cimentados por dolomita, e formam camadas de espessura centimétrica em contato erosivo com a fácies De (Fig. 9A). Petrograficamente são quartzo-arenitos com grãos arredondados, moderadamente a bem selecionados (Fig 9D). Ocorrem também preenchendo fraturas verticais a subverticais ou em forma de diques com até 10 cm de espessura, e variando entre morfologias ramificadas a sinuosas. Estes não cortam as camadas da porção superior do perfil caracterizada por estromatólitos planares intercalados a folhelhos, (Fig. 8). Brechas também podem preencher diques (Fig. 9C).

Os dolomitos com estromatólitos planares (De), que exibem contato abrupto com a fácies Am, correspondem à fácies de dolomitos estromatolíticos e estromatólitos LLH de Boggiani (1997) (Tab.2). Apresentam cristais finos a grossos com textura planar-s (segundo a classificação de Sibley & Gregg, 1987) e são ricos em matéria orgânica (Fig. 10A). Os estromatólitos são estratiformes a suavemente ondulados, formando “*mounds*” com até 3 m de extensão e 2 m de altura. Os *mounds* são conectados (biostromas) ou separados por dolomito fino ou folhelhos (Fig 10B). No topo dos *mounds* estromatolíticos, coincidentes com o topo dos ciclos, ocorrem estromatólitos colunares empilhados com até 1,5 m de altura. As colunas são de 3 a 10 m de largura, sem ramificações, mostrando laminações convexas com poros do tipo olhos de pássaro (*birds eyes*). Os espaços intercolunares são preenchidos por *dolomudstone* laminado (Fig. 10C,D). Gretas de contração ocorrem associadas aos biostromas.

Uma camada de 60 cm de um folhelho bege ocorre na metade do perfil (Fácies F), exibindo um contato abrupto que limita a ocorrência de diques de arenito e estromatólitos colunares. A partir dos 5 m, folhelho ocorre de forma subordinada em meio a laminações estromatolíticas planares.

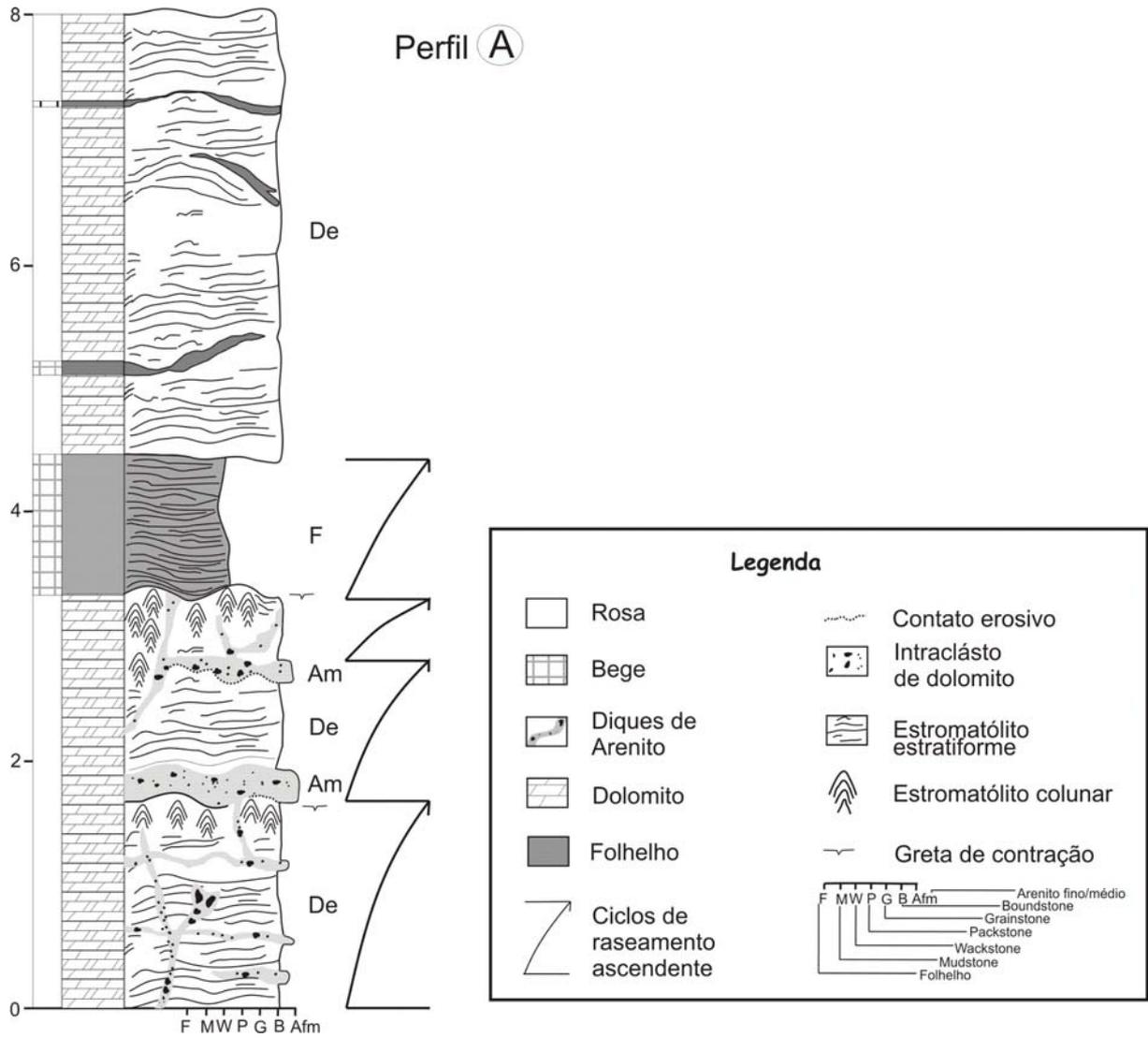


Figura 8. Perfil estratigráfico composto da Formação Bocaina, na margem do Rio Paraguai, em Porto Morrinhos.

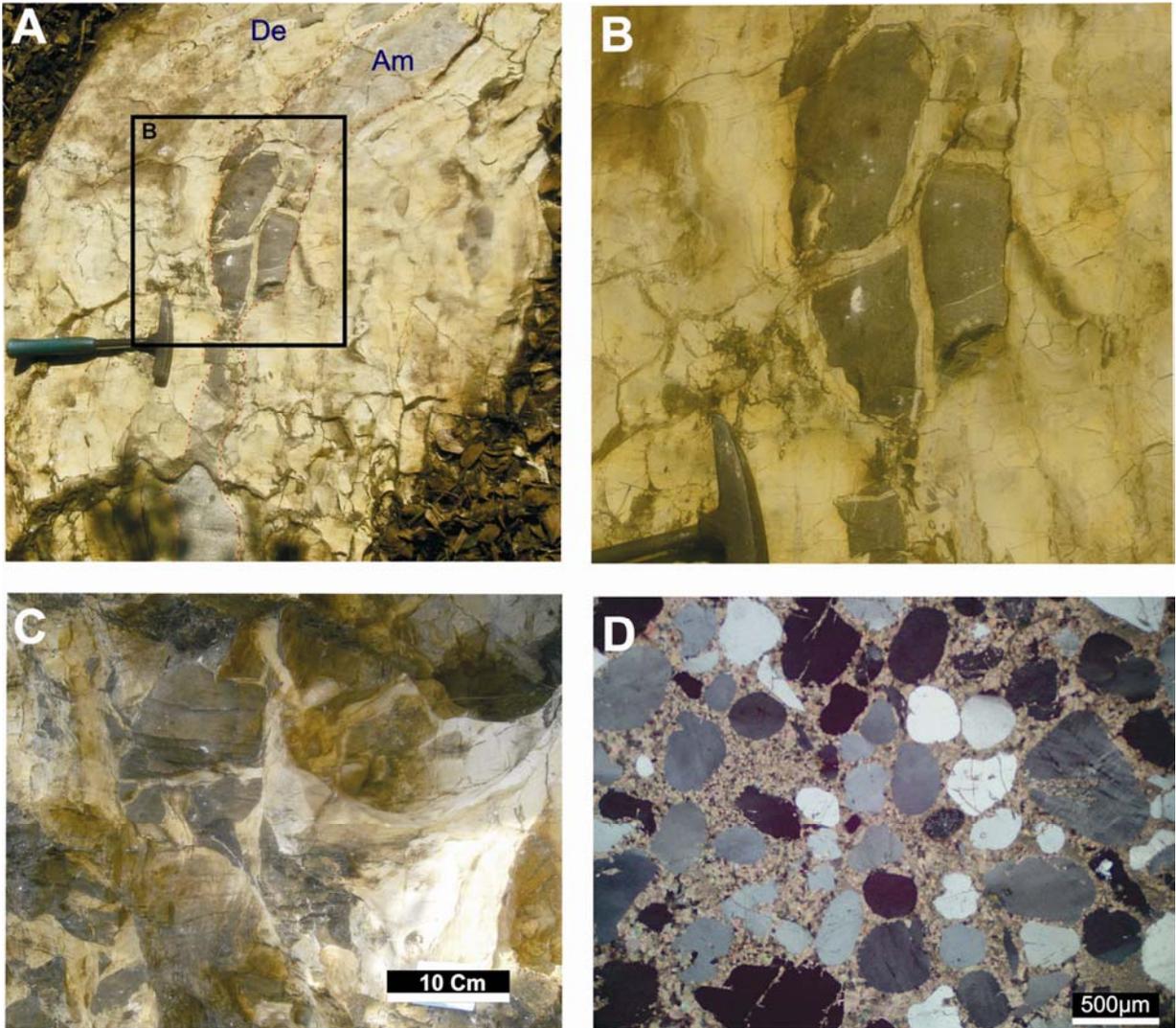


Figura 9. Aspectos faciológicos da Formação Bocaina. **A)** Fácies de diques de injeção preenchidos por arenitos, **B)** Detalhe do dique com fraturas internas, **C)** Brecha gerada por dique de injeção, **D)** Fácies de Am (arenito maciço) de quartzo-arenito com grãos subarredondados e cimentado por dolomita com textura planar-s, Nicóis X.

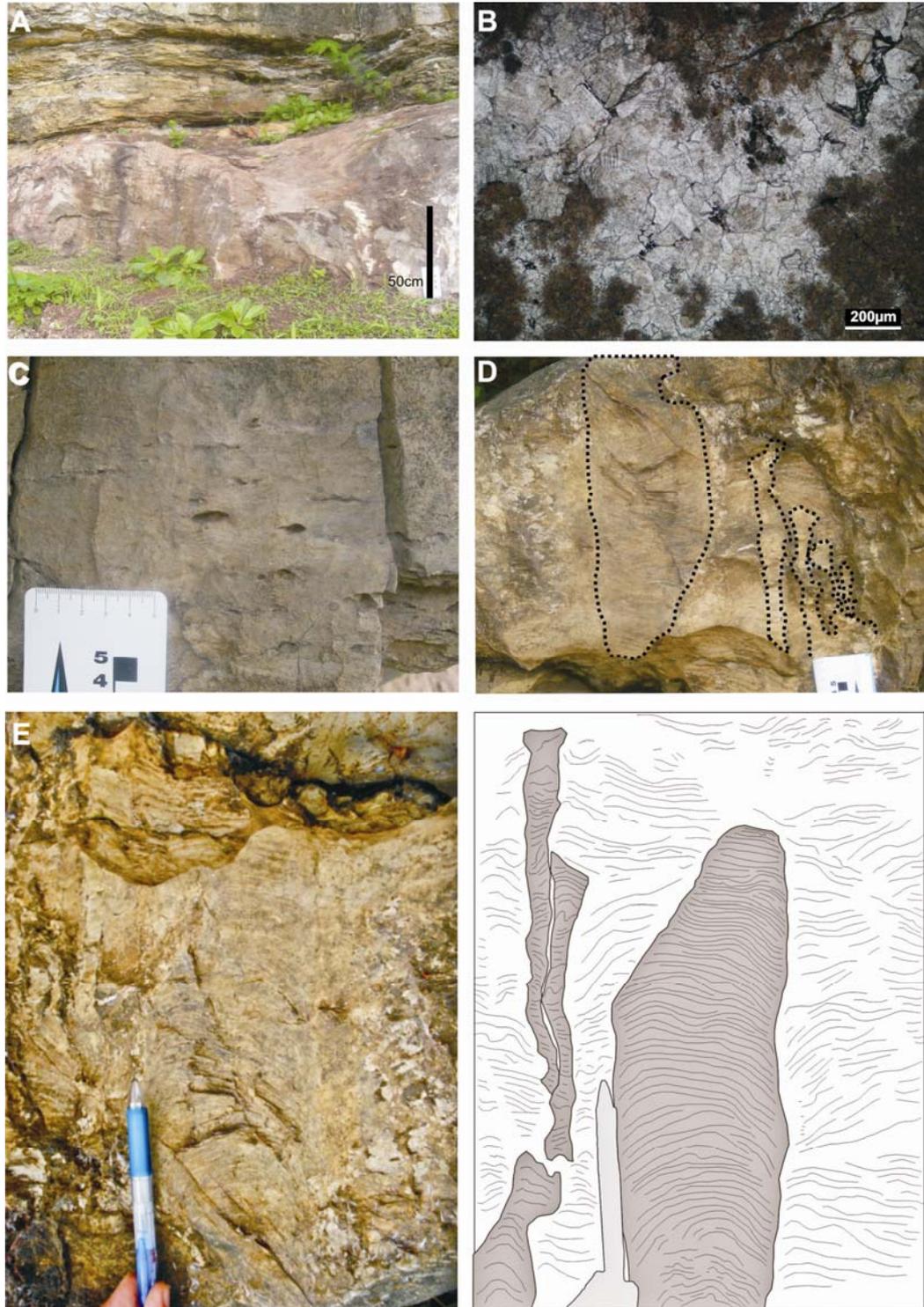


Figura 10. Fácies da Formação Bocaina. **A)** *Mound* métrico formado por estromatólitos estratiformes da fácies De, sobreposto por folhelhos da fácies F; **B)** Textura da fácies De, dolomita fina a grossa com matéria orgânica; **C)** Porosidade tipo olho de pássaro. **D); E)** Estromatólitos colunares, observar a laminação crenulante convexa.

No geral a natureza planar das camadas estromatolíticas sugere morfologia plana do ambiente deposicional caracterizada por correntes fracas. Os ciclos de raseamento se iniciam com a disposição de arenitos tabulares, associada à erosão de camadas subjacentes, seguida pela proliferação de tapetes microbianos em áreas protegidas, providas de nutrientes formando bioconstruções métricas. Já a associação de lentes arenosas e intraclastos com dolomitos estromatolíticos colunares indica crescimento de esteira biogênicas em ambiente de alta energia, similar àqueles dos estromatólitos descrito por Grey & Corkeron (1998). Os estromatólitos com natureza estratiforme sugerem um ambiente deposicional relativamente calmo, que permite a conexão lateral das esteiras sem formar “cabeças”. Por outro lado, os estromatólitos colunares que fecham os ciclos de raseamento, apontam aumento de energia, e formação em ambiente de planície de maré (Sami & James 1993). A presença de gretas de contração e de poros tipo olho de pássaro confirma ambiente raso sujeito à exposição subaérea, com degradação de matéria orgânica, (Tucker & Wright 1990, Pratt *et al.* 1992, Shinn 1983) com patível com a planície de maré, particularmente a zona de intermaré.

Os diques de injeção representam um evento posterior a deposição. Segundo Lowe (1975), liquefação é o processo em que sedimentos metaestáveis ou inconsolidados experimentam um repentino e temporário aumento da pressão de fluido nos poros, fazendo com que os sedimentos antes suportados por grãos, passem por um estado transitório onde os grãos são suportados pelo fluido. A fluidificação ocorre quando há uma fluidez vertical através de um agregado granular, exercendo força suficiente nesses grãos para vencer a força da gravidade e soerguendo-os momentaneamente. Neste contexto, as camadas de areia estudadas estariam saturadas em água, foram liquefeitas e posteriormente fluidificadas, rompendo níveis estratigráficos mais superiores por alívio de pressão. Dentre os fatores que favorecem a liquefação estão a diferença de permeabilidade entre camadas, o tamanho dos grãos, seleção, a presença de filossilicatos, diferenças de densidade, e diferenças de viscosidade. O gatilho que desencadeou a expulsão de água por alívio de pressão nas camadas e a conseqüente formação de estruturas de deformação, podem estar relacionados a oscilações cíclicas de maré, ondas de tempestade, rápida acumulação de sedimentos, ou mesmo abalos sísmicos (Lowe 1975). No caso das estruturas encontradas em Porto Morrinhos, o mais provável seria a origem por sismicidade, uma vez que: i) os diques estão restritos a um horizonte, ii) são em geral de natureza rúpteis, e iii) a ocorrência de estruturas com esse padrão e sem atuação de sismicidade é mais comum em sedimentos continentais ligados a

evaporitos no ambiente de *sabkha* ou *playa* (Lowe 1975, Montenat *et al.* 2007, Potsma 1983, Owen 1996, Battacharya & Bandyopadhyay 1998, Kahle 2002).

### 6.2.2 Associação de Fácies 2 (AF2): Baixios de Submaré

A associação de fácies 2, descrita na frente de lavra da Pedreira Corcal, cidade de Corumbá, consiste em ciclos métricos de raseamento ascendente, lateralmente contínuos por dezenas de metros. Os ciclos são formados, da base para o topo, por dolomito maciço (Dm), dolomito com laminação plana e cruzada (Dpc), e esporadicamente, brecha dolomítica (Bd), folhelho (F) e arenito com estratificações plana e cruzada (Apc) (Tab. 3). A fácies Dm possui granulação fina, contendo intraclastos subarredondados de micrito, sílex e fragmentos de rocha carbonática peloidal, cimentados por dolomita com textura planar-s a planar-e, e até 5% de grãos terrígenos (Fig. 12). As estruturas predominantes na associação AF2 são estratificação cruzada, plano-paralela, laminação cruzada cavalgante subcrítica e uma ocorrência localizada de estromatólito planar (Fig. 13 A,B,C). A fácies Apc, friável, forma pacotes de até um metro de espessura, com laminações plano-paralela e cruzada (Fig. 13D). As brechas dolomíticas são constituídas por clastos de até 12 cm de diâmetro e ocorrem próximo a metade do perfil (Fig. 11). As estruturas de deformação incluem laminação convoluta, estruturas de sobrecarga e diques preenchidos por arenito e brechas (Fig. 14). Diques de injeção com até 20 cm de largura, ocorrem com forma sinuosa, segundo a classificação de Lowe (1975), que truncam até um metro da fácies Dm (Fig. 14C e D).

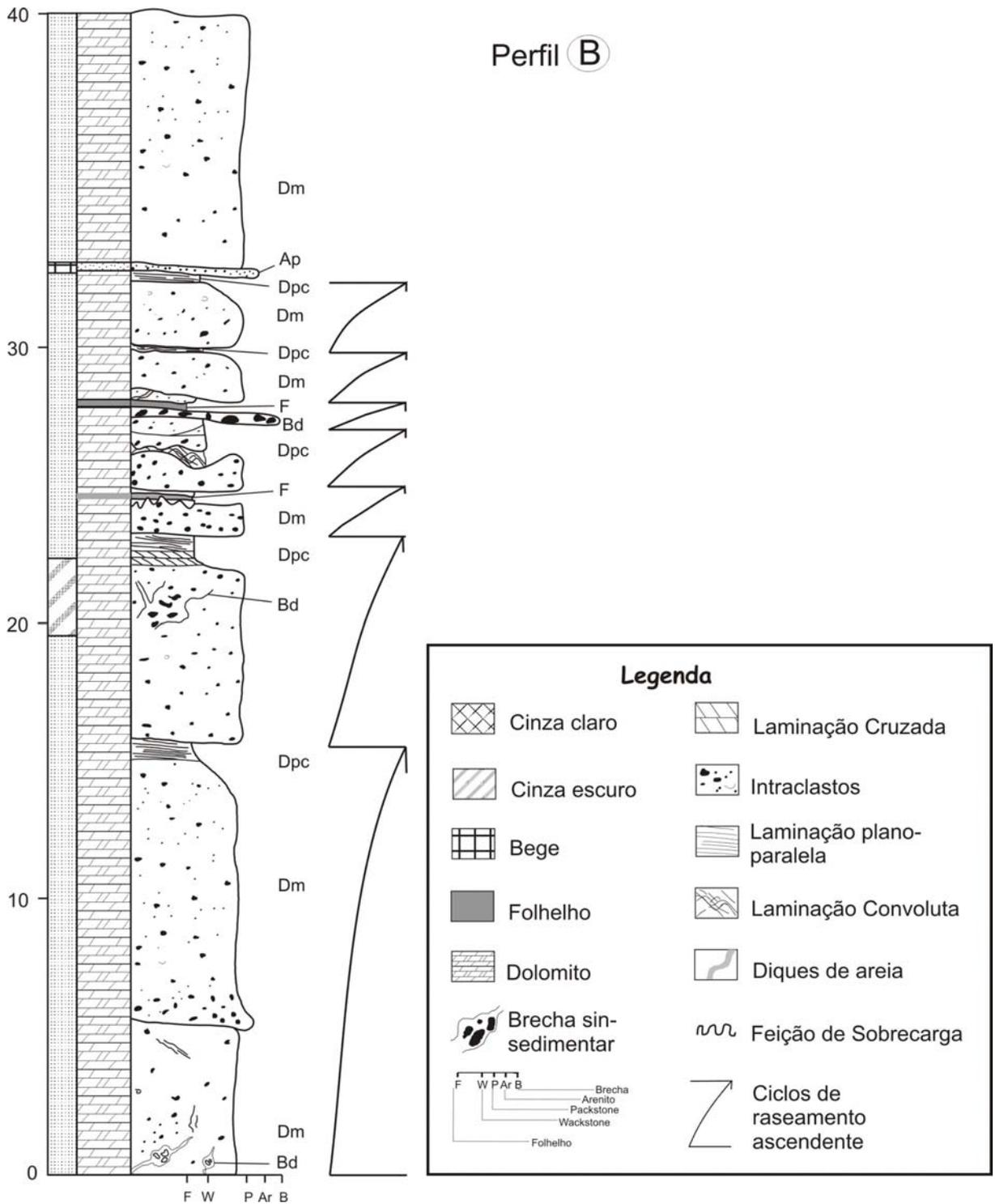


Figura 11. Perfil estratigráfico da Formação Bocaina na Pedreira Corcal, representativo da Associação de Fácies 2.

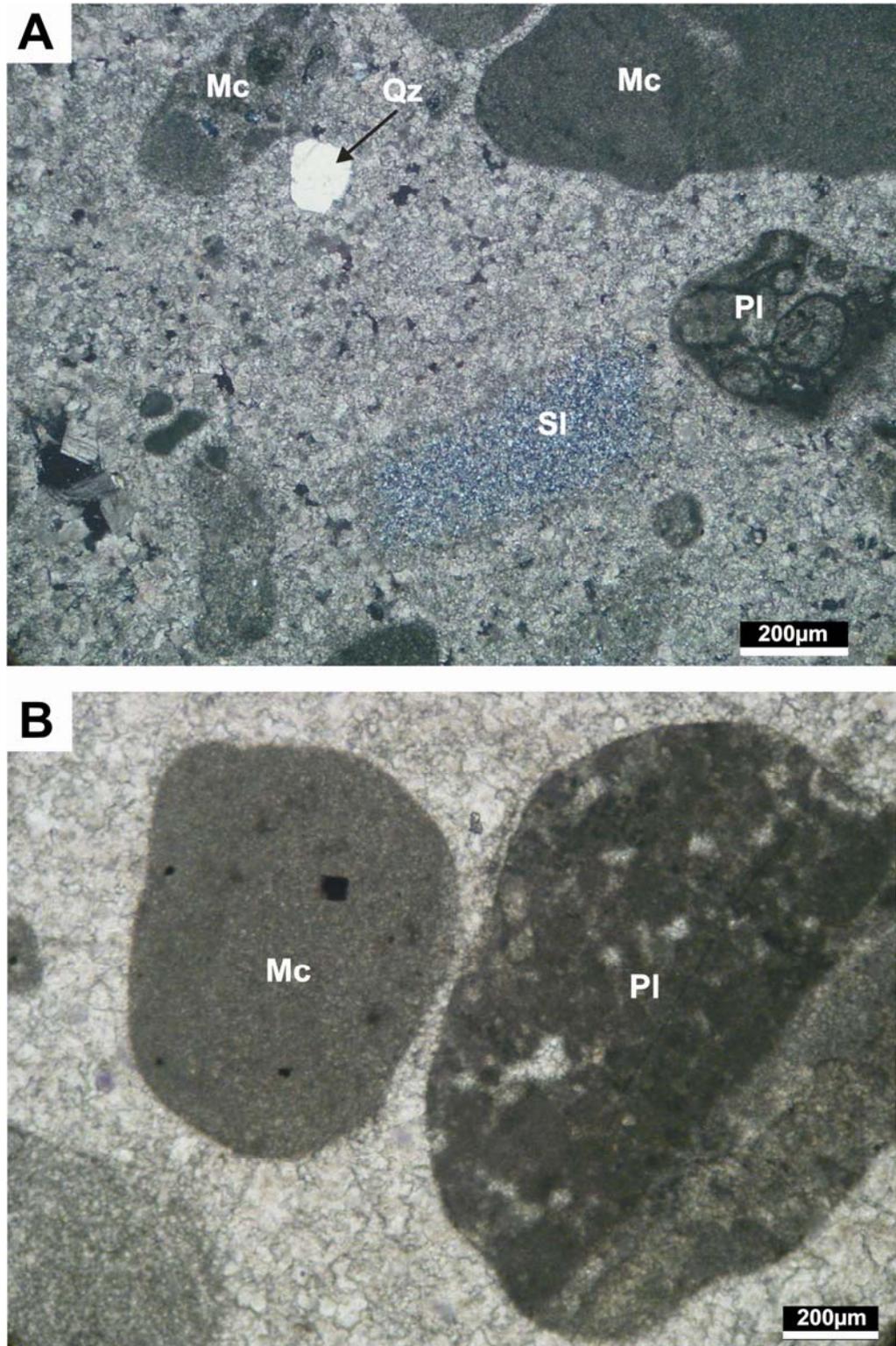


Figura 12. Microfácies Dm, da associação AF2, Formação Bocaina. **A)** Dolomito com intraclastos arredondados de micrito (Mc), fragmento de rocha peloidal (PI), fragmento de sílex (SI) e grão de quartzo (Qz), **B):** Fragmentos de dolomicrito (Mc) e calcário peloidal (PI) subarredondados, cimentados por dolomita planar-s. Nicóis X.

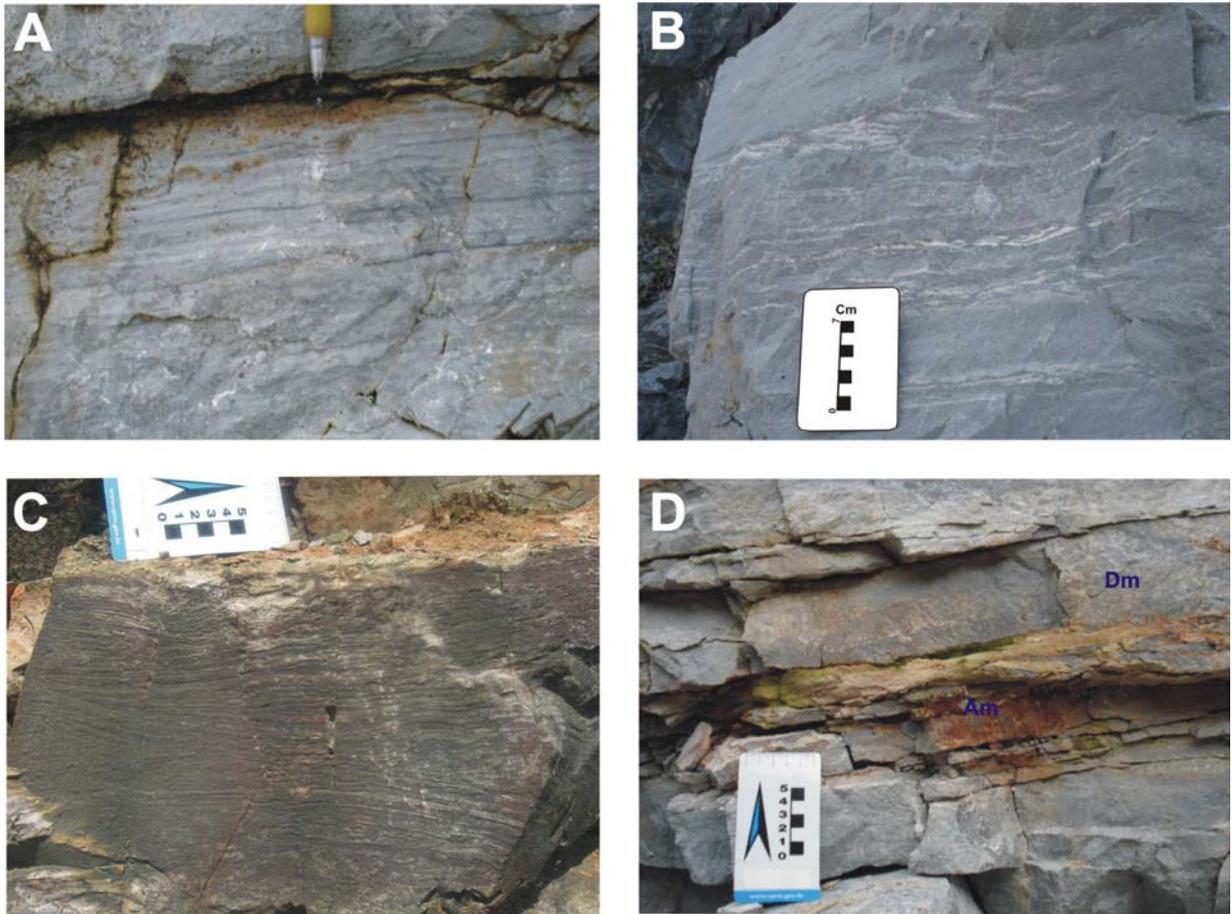


Figura 13. Fácies sedimentares da associação AF2, Formação Bocaina. **A)** Dolomito fino com laminação plano-paralela (Dpc), **B)** Dolomito, com laminação planar e laminação cavalgante subcrítica incipiente (Dpc), **C):** Laminação estromatolítica planar (Dm), **D)** Camada de arenito maciço (Am) intercalado com dolomito maciço (Dm).

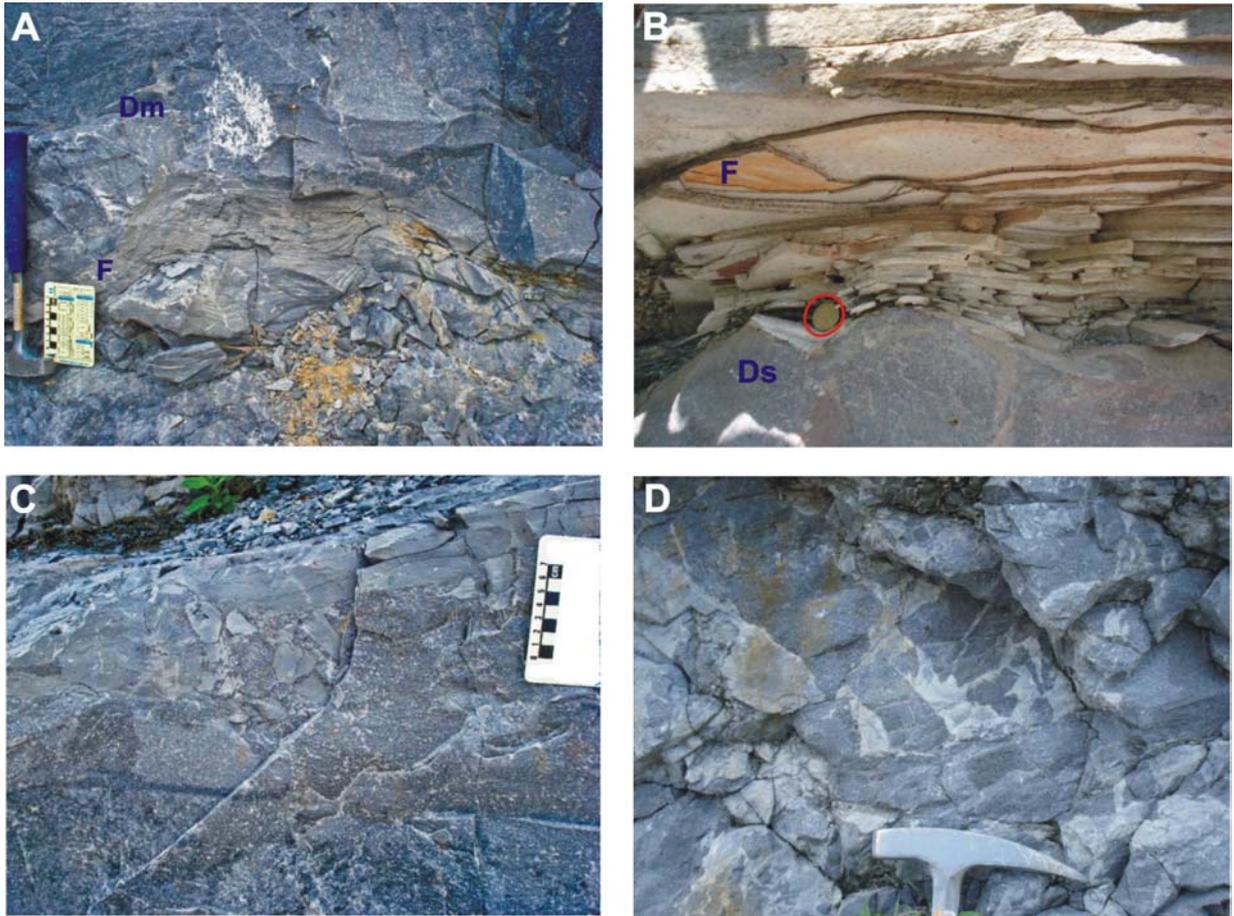


Figura 14. Fácies com estruturas deformacionais da associação AF2. **A)** Folhelho (F) com laminação convoluta intercalado à fácies de dolomito maciço (Dm); **B)** Estrutura de sobrecarga no contato entre as fácies Ds e F; **C e D)** Brechas intraformacionais geradas dentro de diques de injeção (Bd).

Os bancos espessos de dolomito com grãos terrígenos e abundantes intraclastos arredondados, intercalados com arenitos, indicam a atuação de fluxos trativos em ambiente de alta energia, provavelmente relacionados a barras intraclásticas na zona de submaré (Tucker & Wright 1990, Pratt *et al.* 1992).

A ocorrência de laminação cruzada e laminação plano-paralela no topo dos ciclos/bancos indica lâmina d'água rasa, que permitia o retrabalhamento destas barras intraclásticas por correntes e ondas, formando baixios.

Segundo Owen (1996), para a geração de laminação convoluta e estruturas em chamas é necessário diferença de densidade entre litotipos com semelhante viscosidade, enquanto que a formação de diques de injeção requer diferença de densidade e viscosidade. Estruturas de deformação são frequentes na associação AF2, e foram geradas por sobrecarga e processos de liquefação durante a migração dos baixios de submaré. Em geral as estruturas de deformação nas associações de fácies AF1 e AF2 devem ter gênese similar, provavelmente relacionada a fluxos gravitacionais.

## 6.3 FORMAÇÃO TAMENGO

### 6.3.2 Associação de Fácies 3 (AF3): *Shoreface* com barras oolíticas.

Observada na frente de lavra da Pedreira Laginha (Fig. 1), a associação de fácies 2 é caracterizada por camadas tabulares e lateralmente contínuas, com empilhamento de até 75 m (Fig. 15). É composta da base para o topo pelas fácies: *grainstone* intraclástico (Pim), ritmitos (Rmf) e *grainstone* oolítico (Po) (Tab. 4).

O *grainstone* intraclástico (Pim), com acamamento predominantemente maciço, corresponde à fácies de *rudstone* com clastos arredondados de Boggiani (1997). É formado por clastos arredondados de *packstone* oolíticos, cimentados por calcita espática com granulação fina a média (Fig. 16). Localmente ocorrem conglomerados e brechas formadas por clastos oolíticos de até 4 cm de diâmetro, dispostos em um arcabouço fechado (Fig 17).

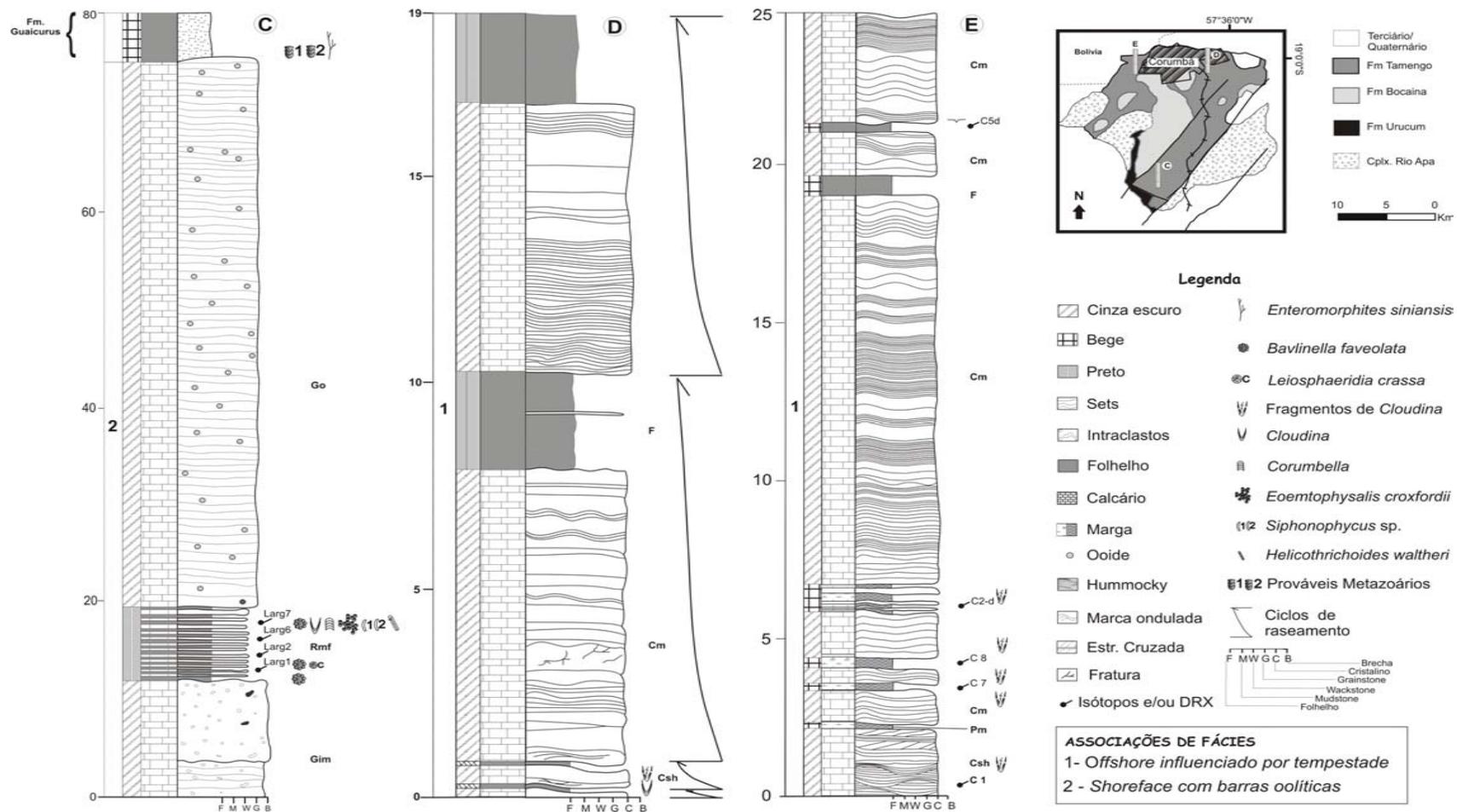


Figura 15. Perfis estratigráficos da Formação Tamengo. C: Perfil realizado na frente de lavra da Pedreira Laginha; D: Perfil da Pedreira Itaú-Saladeiro; E: Frente de lavra da Pedreira Corcal. As ocorrências de microfósseis no Perfil E foram baseadas em Hidalgo (2002)

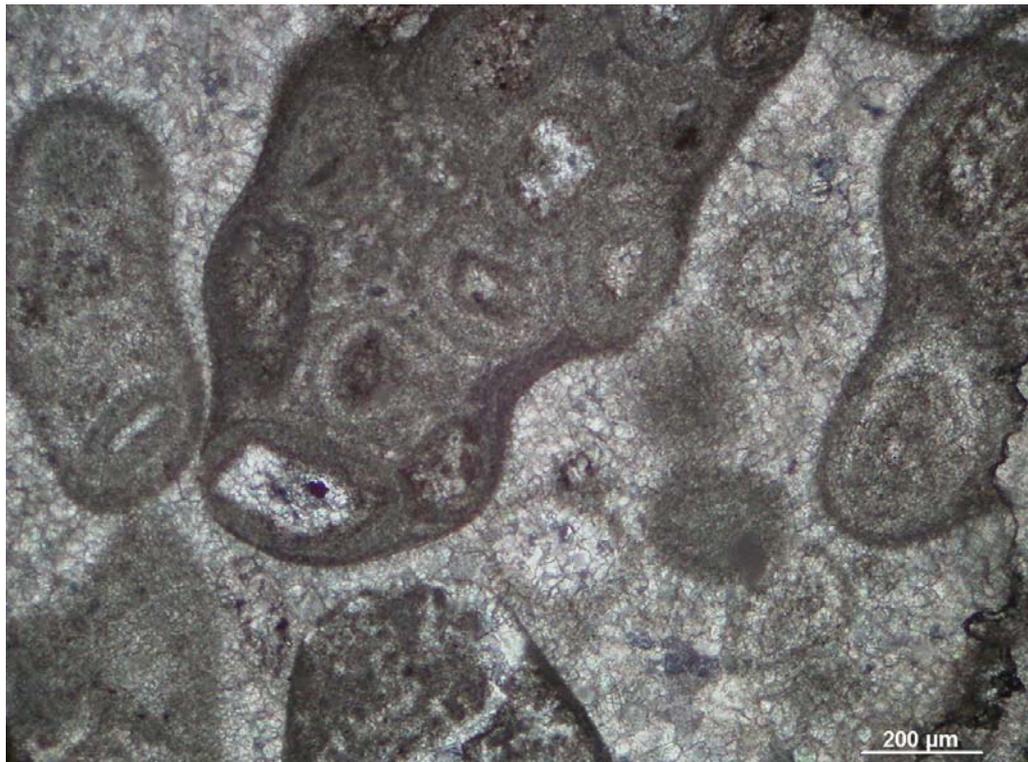


Figura 16. *Grainstone* com intraclastos de *packstone* oolítico ( fácies Gim). Nicóis X.



Figura 17. Brecha intraclástica, com clastos de até 4 cm de diâmetro (Gim). Pedreira Laginha.

A fácies Rmf corresponde à fácies de ritmito descrita por Boggiani (1997) (Tab. 2). Forma camadas tabulares de aproximadamente 7m de espessura, em contato abrupto com as fácies de *grainstone* intraclástico e *packstone* oolítico (Fig. 18). Nesse nível ocorrem carapaças de *Cloudina* em bom estado de preservação, diferenciando-se dos exemplares encontrados na fácies Csh da AF1.

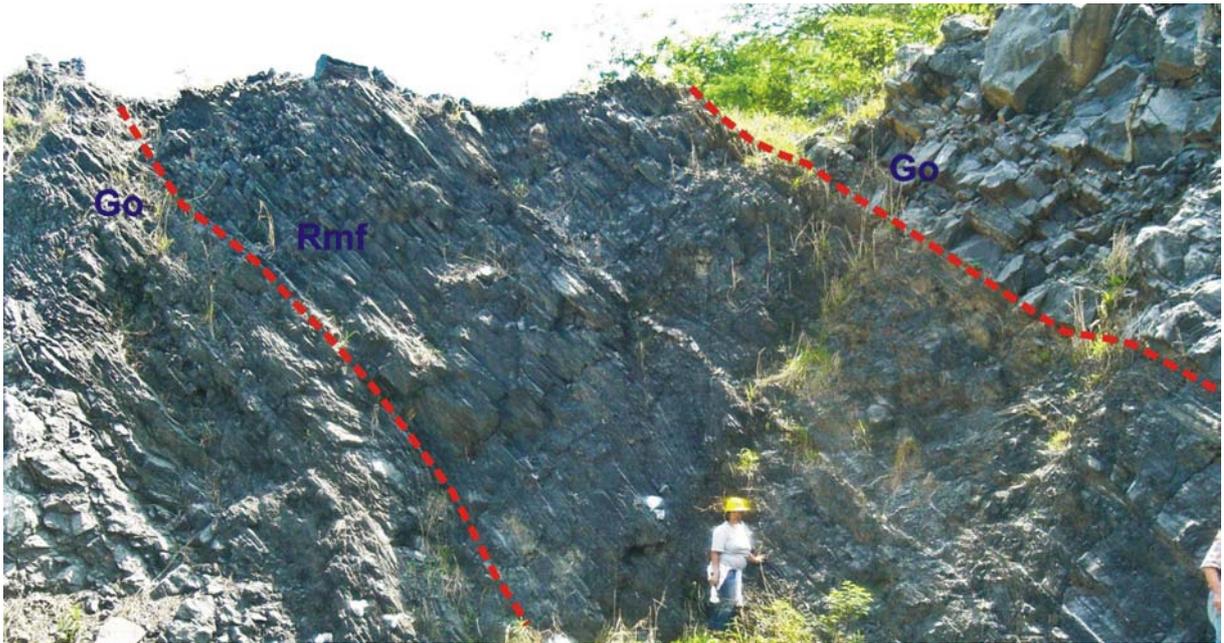


Figura 18. Sucessãoda Formação Tamengo na Pedreira Laginha, com destaque para a fácies de ritmito (Rmf)

A fácies de *grainstone* oolítico enquadra-se na fácies *grainstones* oolíticos de Boggiani (1997) (Tab. 2). Forma camadas tabulares, lateralmente contínuas e atinge até 50 m de espessura (Fig. 15). Os oóides são formados por laminais concêntricas em torno de grãos siliciclásticos, ou pela junção de dois ou mais núcleos gerando oóides complexos. Podem ser distinguidas duas gerações de cimento: Cimento A, formando franja em torno dos oóides e Cimento B, na forma de mosaico (Fig. 19).

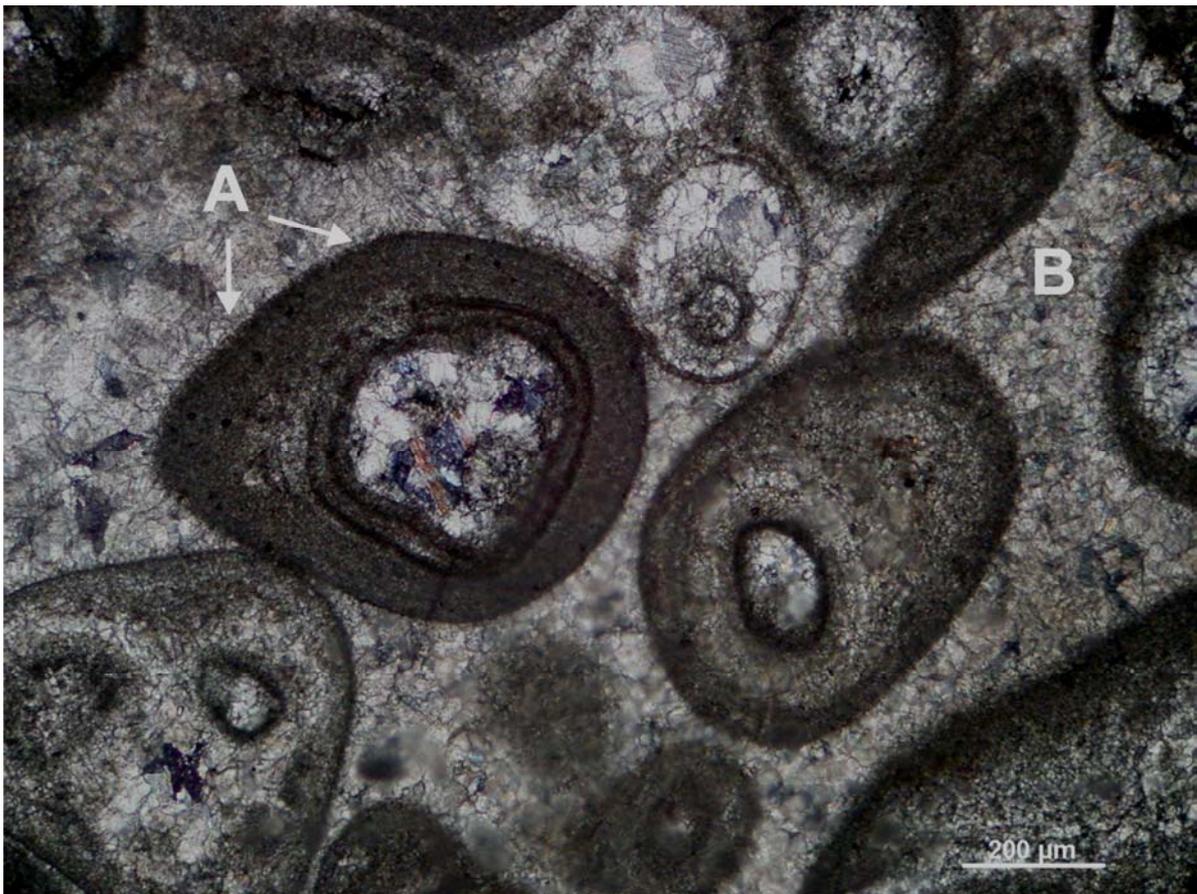


Figura 19. *Grainstone* oolítico com duas gerações de cimento (**A** e **B**). Nicóis X.

A Formação de oóides necessita da atuação contínua de correntes ou ondas (Tucker & Wright 1990), sugerindo um ambiente de alta energia para AF1. A geometria tabular das camadas indica regiões planas, com a migração de formas de leito em barras que migravam sob a ação de correntes litorânea na zona de *shoreface*.

A presença de intraclastos, provenientes de *packstone* oolítico, indica também ambiente deposicional de alta energia para o *grainstone* intraclástico.

Ritmitos carbonosos são mais comuns em ambiente de águas profundas (Calvet & Tucker 1988), contudo, estruturas indicativas de bacia profunda como turbiditos não foram encontrados. Dessa forma, as fácies de ritimitos são possivelmente, protegidas da ação de correntes por barras oolíticas; de forma análoga aos depósitos descritos por Read (1985). A presença de conchas de *Cloudina* (aparentemente *in situ*) sugere um ambiente propício para a proliferação e preservação das conchas. Seu ambiente de vida corresponderia às regiões entre as barras oolíticas onde foram depositados os pelitos e carbonatos em ambiente de baixa energia (Fig. 27, Capítulo 8).

### 6.3.1 Associação de Fácies 4 (AF4): depósitos de *offshore*

A associação de fácies 2 ocorre nas frentes de lavra das pedreiras Corcal e Itaú-Saladeiro em Corumbá (Fig. 1). Exibe camadas tabulares e lateralmente contínuas, formando ciclos métricos de raseamento em sucessões de até 25 m de espessura, compostos pelas fácies calcário cristalino com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley* (Csh), Calcário cristalino maciço (Cm), Pelito carbonático maciço (Pm) e Folhelho (F) (Tab.4, Fig. 15).

A fácies Csh, formada por calcários com estratificação cruzada *swaley* e estratificação cruzada *hummocky* ( $\lambda = 50\text{cm} - 1\text{ m}$ ,  $H = 10\text{ cm} - 15\text{ cm}$ ), forma bancos amalgamados de até 7 m de espessura e está recoberta pelas fácies de Pm e F (Fig. 21). Os calcários são finamente cristalinos e contém até 3% de grãos terrígenos (Fig. 23 A e B). Ocorrem ainda, fragmentos de conchas de *Cloudina* gerando coquinas com maior concentração no topo dos ciclos de tempestade (Fig. 23 C e D).

O calcário cristalino maciço (fácies Cm) está disposto em estratos tabulares de até 10 m de espessura e faz contato abrupto com as fácies Pm e F (Fig. 20, 21). Apesar de diferenciar-se pelo predomínio de acamamento maciço, é petrograficamente semelhante à fácies Csh. Contudo, não foram encontrados ocorrências de *Cloudina*. Esta fácies corresponde aos *mudstones* calcíticos pretos descritos por Boggiani (1997) (Tab. 2).

A fácies de pelito (Pm) com acamamento maciço ocorre na forma de camadas amareladas e friáveis de até 15 cm de espessura. Exibe contato abrupto com as fácies de tempestade (Csh) (Fig. 24). Apresenta teor de calcita em torno de 40%, o que o classifica como marga (Weaver 1989). Equivale à fácies margas carbonosas de Boggiani (1997) (Tabela. 2).

Os folhelhos (fácies F) apresentam camadas de até 2 m de espessura, com geometria tabular, e lateralmente contínuas (Fig. 15 e Fig. 22).

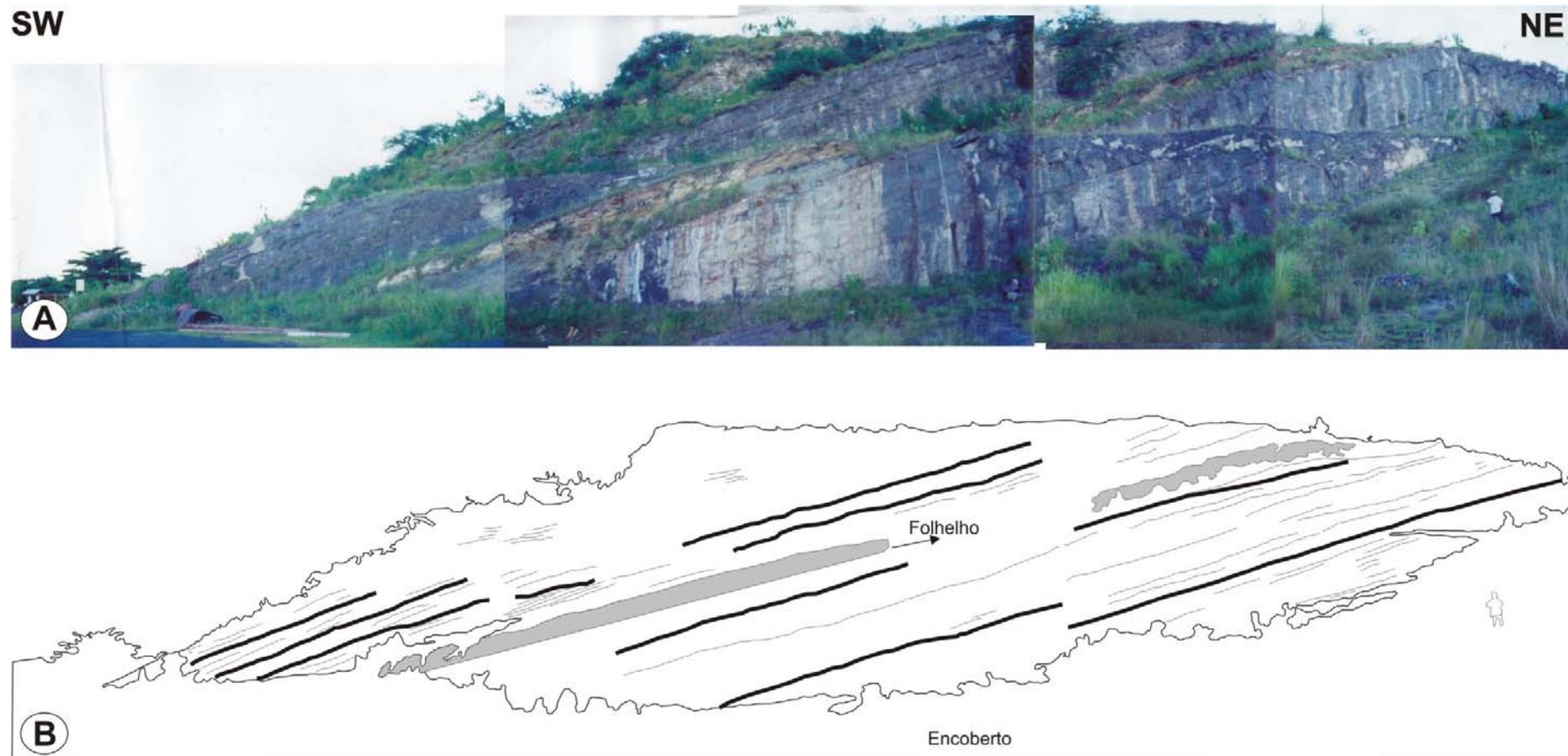


Figura 20. Seção panorâmica da Formação Tamengo na mina Itaú-Saladeiro. As camadas espessas e contínuas de calcário cristalino (Fácies Cm), alternam níveis tabulares de folhelhos amarelados (Fácies F).

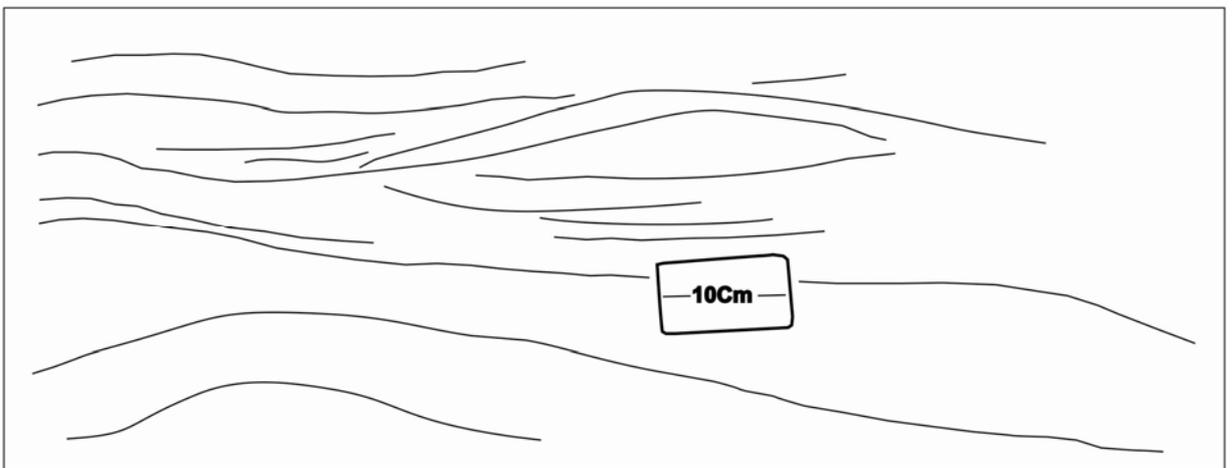


Figura 21. Estratificação cruzada *hummocky* com até 15 cm de comprimento de onda (Csh).



Figura 22. Camadas onduladas lateralmente contínuas com estruturas *swaley/hummocky*.

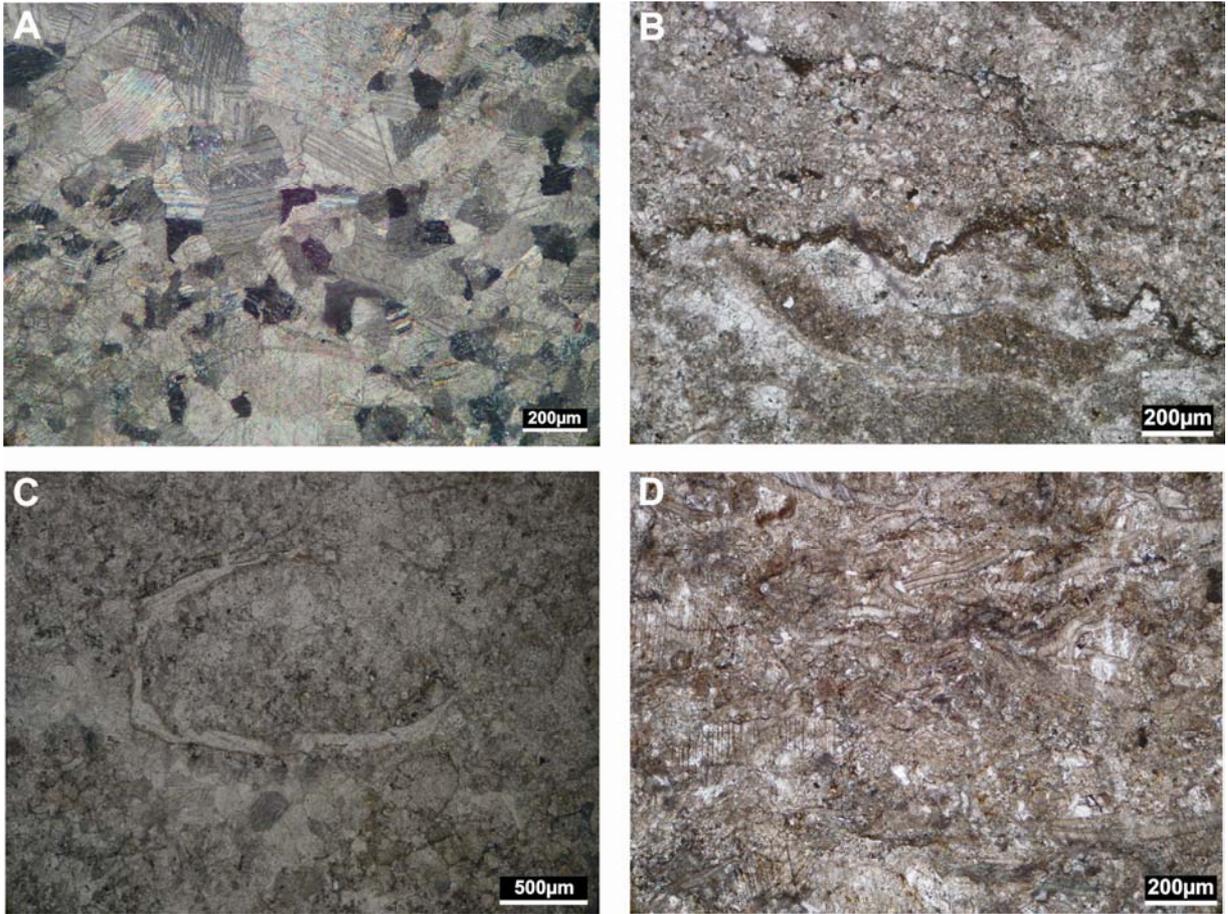


Figura 23. Aspecto petrográfico da fácies Csh (calcário cristalino), Formação Tamengo. **A)** Calcário cristalino fino, exibindo textura xenotópica; **B)** Plano de estilólito; **C)** Seção transversal de concha de *Cloudina*, em calcário cristalino; **D)** Coquina formada por fragmentos de *Cloudina*. Nicóis X.

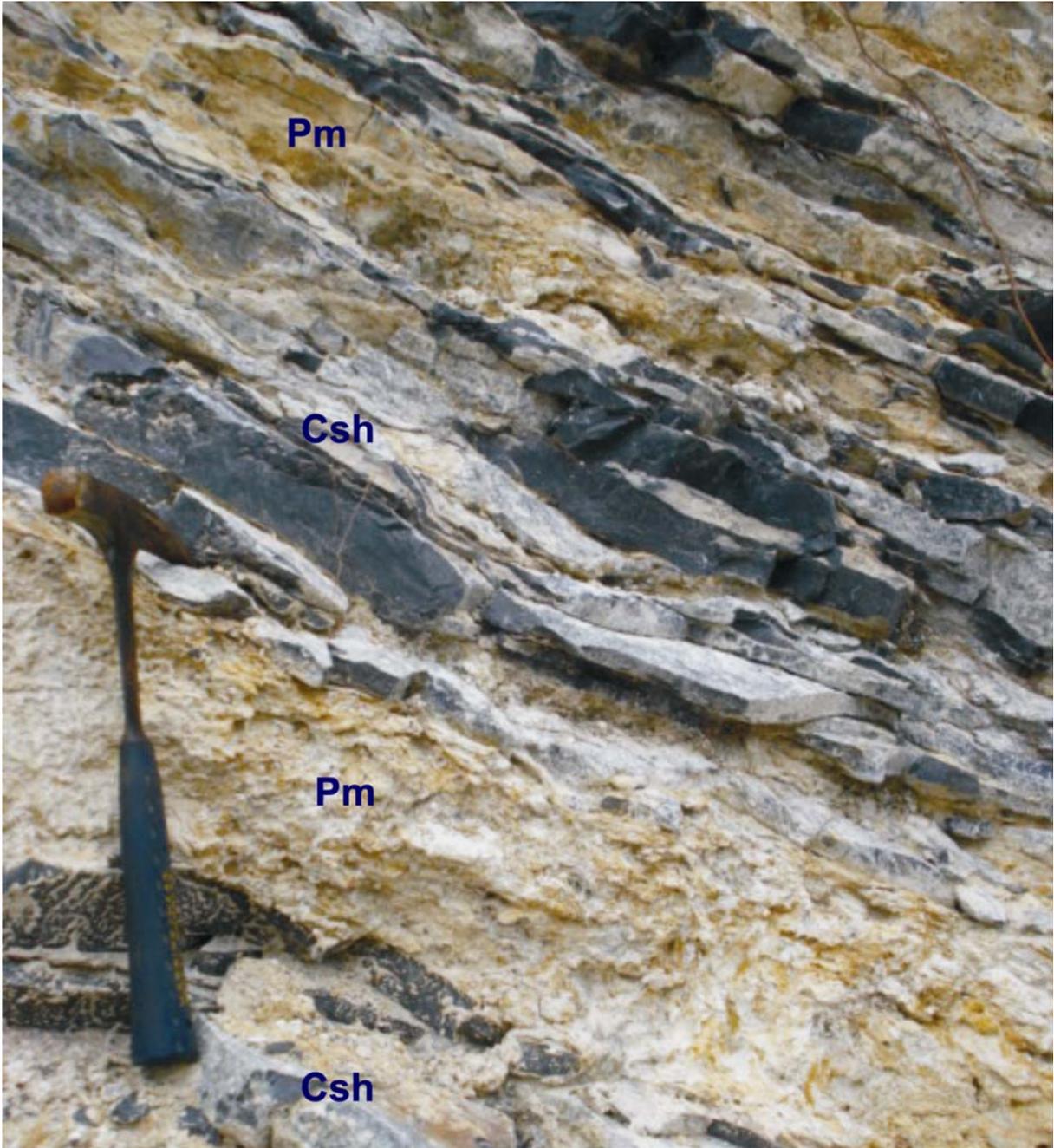


Figura 24. Níveis de margá (Pm) intercalados a calcários cristalinos (Csh), Perfil C.

A difratometria de raios-x (DRX) de amostras da fácies Pm e F mostrou predomínio de calcita e quartzo (Fig. 25 A), enquanto que o padrão geral da fração argila das fácies Pm e F é formado, em ordem de abundância, por: interstratificado ilita/Esmectita, ilita e caulinita (Fig.25 B).

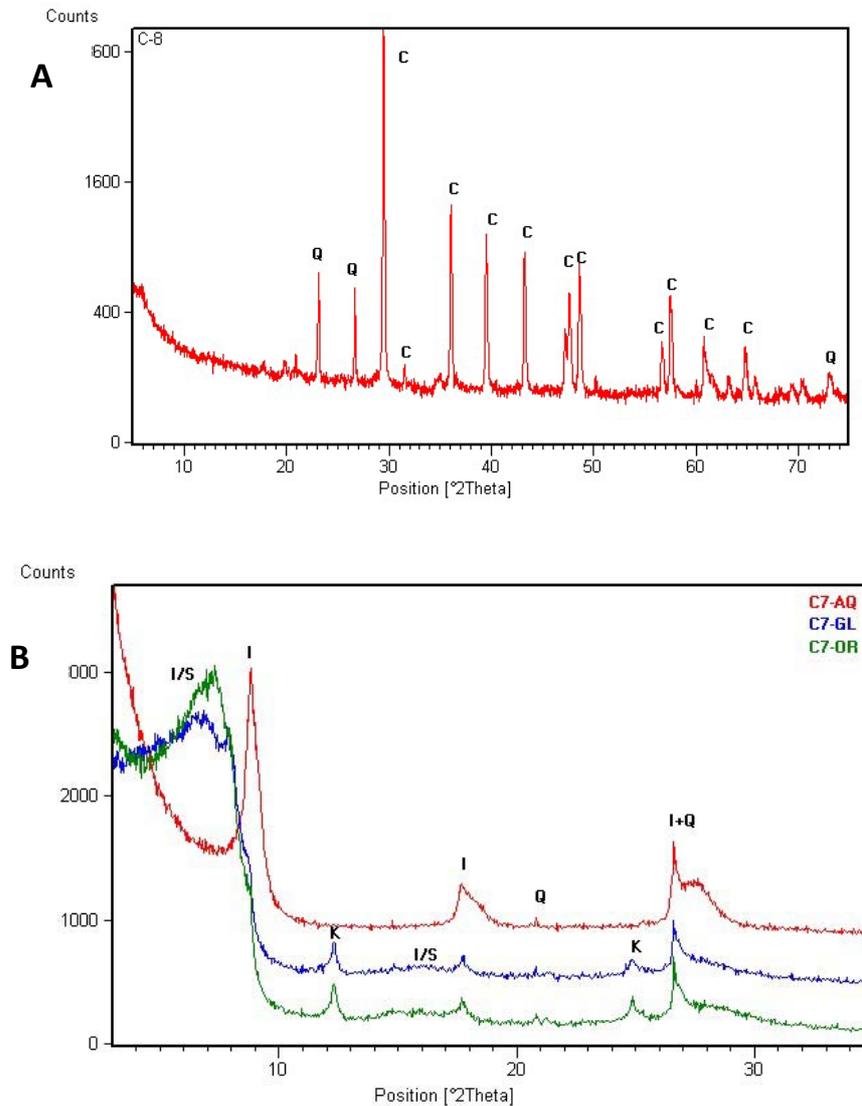


Figura 25. **A)** Padrão de DRX de amostra total, representativo do Perfil C. Q= quartzo e C= calcita; **B)** Padrão de DRX da fração argila de margas e folhelhos aflorantes na Pedreira Corcal (Perfil C). I/S= interstratificado ilita-esmectita, I= ilita, K= caulinita e Q= quartzo.

A morfologia tabular dos depósitos da AF4, sua grande contunidade lateral e espessura, indicam ambiente deposicional com morfologia plana e relativo espaço de acomodação.

A estratificação cruzada *hummocky* (ECH) tem sido interpretada como sendo gerada pela atuação de ondas de tempestade envolvendo intensos fluxos oscilatórios e/ou combinados que retrabalham sedimentos desde a zona de intermaré até regiões de plataforma externa (*offshore*) e bacia profunda, onde o potencial de preservação tende a ser maior (Cheel & Leckie 1993). A intercalação de calcários cristalinos com ECH/*Swalley* com pelitos da fácies Pm e F sugere variação cíclica no grau de energia do ambiente, que ora estaria sujeito a fluxos oscilatórios de alta velocidade em regime de fluxo superior, ora sujeito a deposição por suspensão com diminuição de correntes e redução das condições favoráveis à precipitação de cálcio. Desta forma, o ambiente que gerou tal sucessão pode ser atribuído à rampa intermediária (*shoreface*) ou à transição para a rampa externa (*offshore*), onde a quantidade de argila advinda de correntes longitudinais (*longshore currents*) tende a ser maior (Calvete & Tucker 1988, Bruchette & Wright 1992).

Análise de DRX auxiliam na identificação de minerais insolúveis e podem trazer informações a respeito da diagênese e paleoclima (Weaver 1958, Weaver 1989, Meunier 2005). Nas amostras de marga e folhelho analisadas, a presença de interestratificado ilita-esmectita e caulinita sugere um clima semi-árido predominante naquela região, com períodos de relativa umidade.

A fragmentação e acumulação de conchas de *Cloudina* são relacionadas à ação de tempestades, o que indica que essas ocorrências são, na verdade, o resultado de retrabalhamento e redeposição na zona de *shoreface/offshore*.

## 6.4 MODELO DE FÁCIES

A definição de um modelo de fácies para depósitos de idade Proterozóica enfrenta dificuldades, devido a suas distintas condições paleobatimétricas, paleoceanográficas, intensas alterações provocadas pela diagênese e/ou tectonismo, e escassez de fósseis que possam auxiliar na definição do ambiente deposicional (Chakraborty 2004). Como a maioria dos modelos deposicionais foi elaborada com base em contextos ambientais meso-cenozóicos, nem sempre é uma tarefa fácil elaborar um modelo calcado em processos desenvolvidos em ambientes pré-cambrianos.

Na elaboração de um modelo deposicional para a porção carbonática do Grupo Corumbá levou-se em consideração algumas características importantes dos depósitos estudados como: a) ausência de fluxos de detritos, turbiditos e maior frequência de brechas; b) fácies com intraclastos, provenientes dos depósitos da própria plataforma/rampa; c) caráter tabular das camadas e sua ampla continuidade lateral. Baseado nessas informações atribui-se um modelo deposicional em rampa de margem continental passiva que pode ter evoluído a partir de uma rampa do tipo *fringing* (segundo Read 1985; Handford 1986; Fred *et al.* 1991; Burchette & Wright 1992; Calvet & Tucker 1998) (Fig. 26). A pesquisa realizada não permite fazer implicações paleogeográficas mais expressivas em função da área limitada estudada. A parte mais profunda da Bacia Corumbá tem sido proposta por Boggiani (1997) para leste, que considera um modelo de plataforma com sucessão retrogradante.

A interpretação de rampa carbonática para a parte superior do Grupo Corumbá vem de encontro com os vários trabalhos realizados na Serra da Bodoquema (Almeida 1969, Boggiani 1997, Gaucher *et al.* 2003). Atribui-se à Formação Bocaina um ambiente de planície de maré com atividade microbiana importante (fácies De) e baixios de submaré, como parte da rampa interna (fácies Dm, Dc e Ds), sujeita esporadicamente a eventos de sismicidade (Fig. 26). A Formação Tamengo corresponderia a depósitos de *offshore*, sujeitos a tempestades responsáveis pela fragmentação de conchas de *Cloudina* (Cm, Csh, Pm e F), e de *shoreface* com a formação de barras oolíticas. Ambientes de baixa energia seriam formados no *shoreface* protegidos em parte, da ação de ondas de tempestade, onde *Cloudina* teria proliferado (Fig. 27).

O ciclo de raseamento ascendente observado não permitiu verificar se a tendência da sedimentação das unidades estudadas eram progradante ou retrogradante. Apenas o contato entre as formações Tamengo e Guaicurus pode ser considerada como uma possível superfície transgressiva, encerrando a deposição carbonática na Bacia Corumbá.

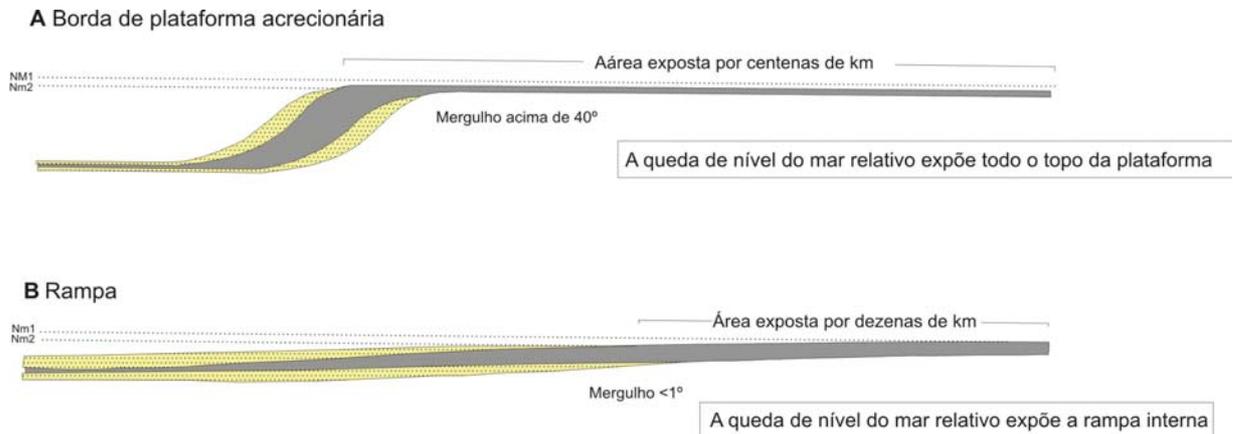


Figura 26. Perfis esquemáticos de (A) Plataforma e (B) Rampa mostrando o efeito de rebaixamento de nível do mar relativo. Notar também a diferença de declividade e a área de exposição, muito maior nas plataformas comparativamente ao modelo em rampa. Modificado de Burchette & Wright (1992).

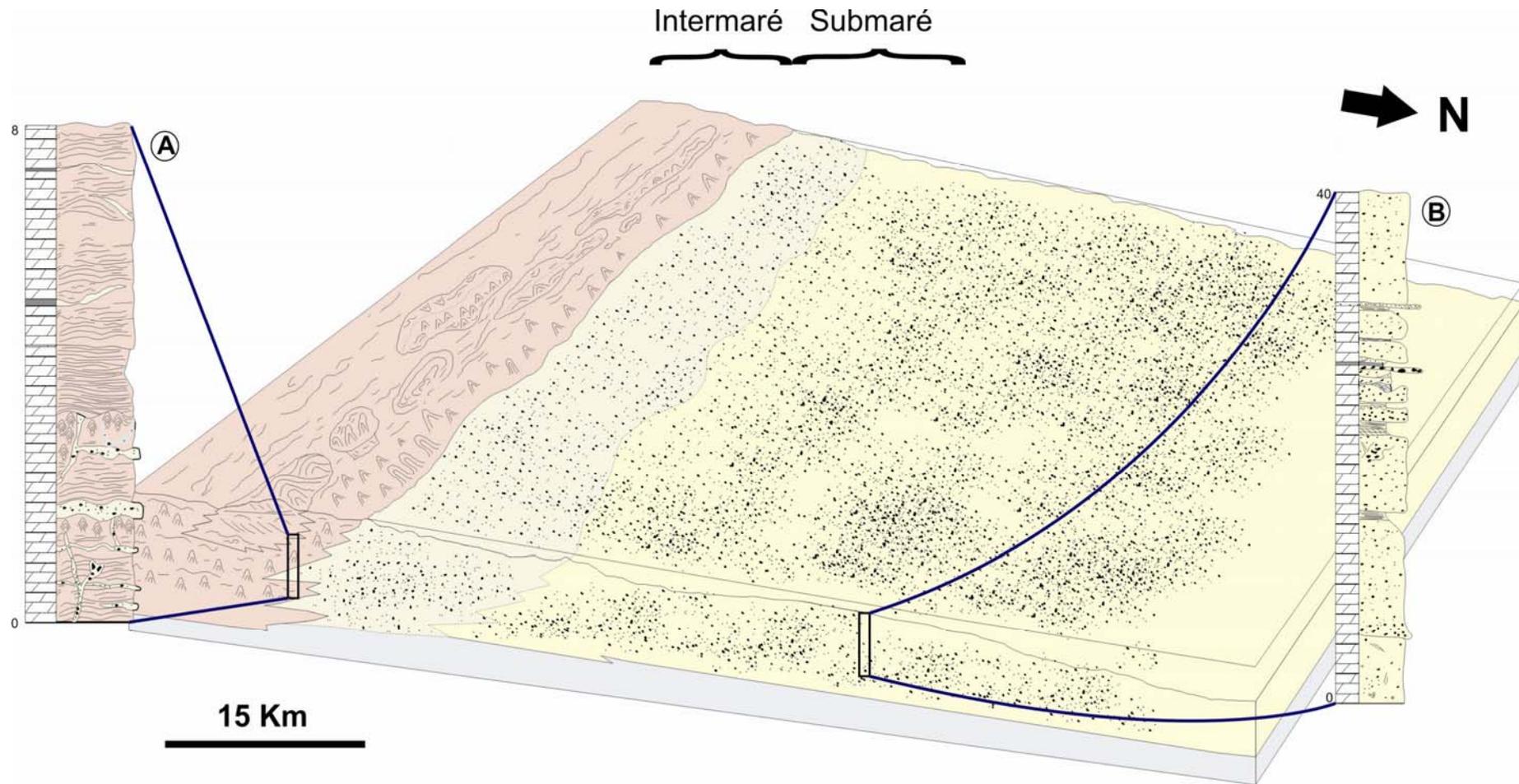


Figura 27. Proposta de modelo deposicional para a sucessão sedimentar da Formação Bocaina. Abreviações: A: Porto Morrinhos, B: Pedreira Corcal dolomítica. Símbolos nas figuras 8 e 11.

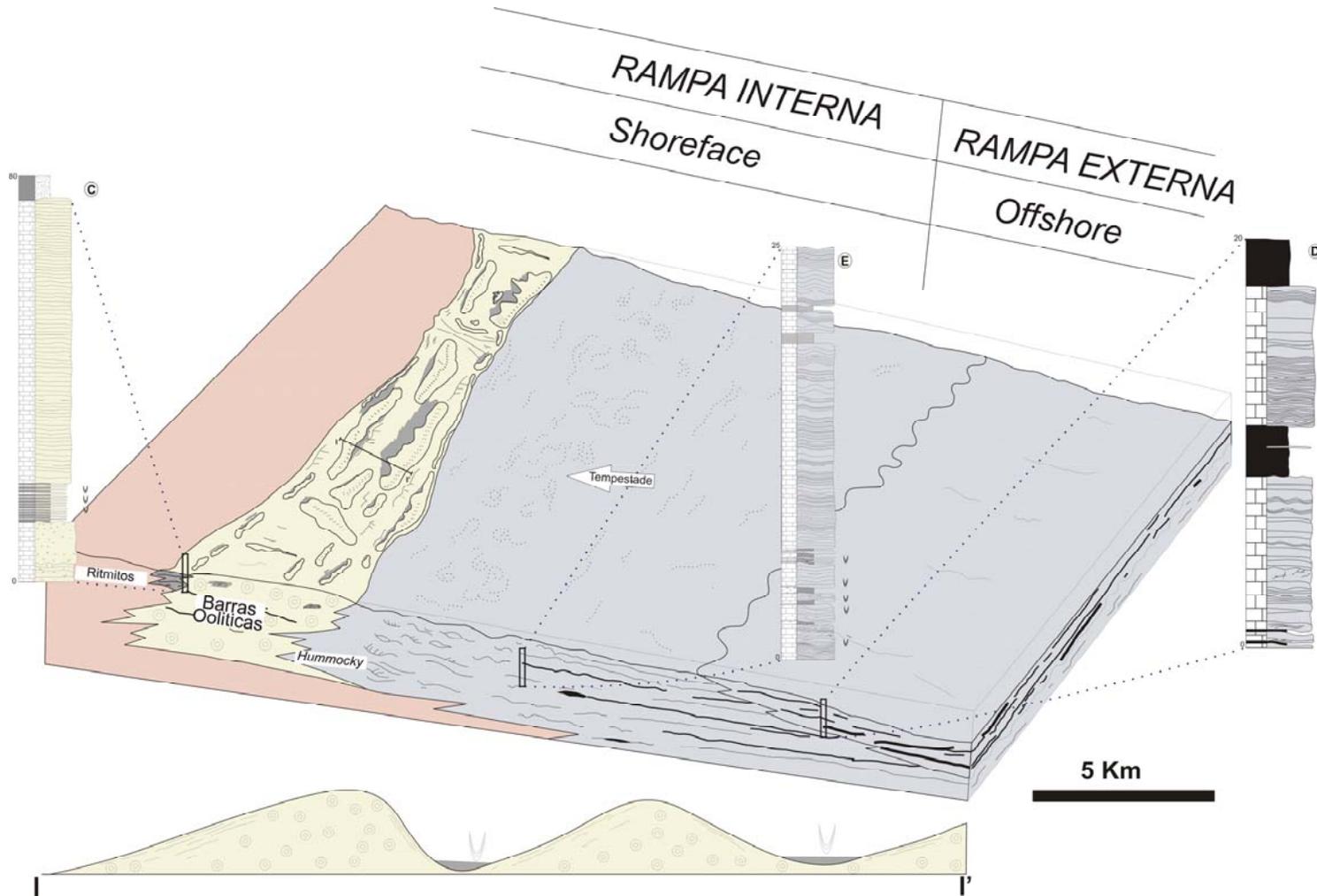


Figura 28. Modelo deposicional proposto para a sucessão sedimentar da Formação Tamengo. Abreviações: C: Pedreira Laginha, D: Pedreira Itaú-Saladeiro, E: Pedreira Corcal (escala aproximada). Símbolos na Figura 15

## 7 PALEOAMBIENTE DE *Cloudina* COM BASE NOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C, O E N.

### 7.1 TRABALHOS PRÉVIOS, E CONTEXTO PALEOAMBIENTAL E BIOLÓGICO DE *Cloudina*

*Cloudina* foi descrito pela primeira vez no Grupo Nama na Namíbia por Germs (1972), que o nomeou em homenagem ao professor Preston Cloud, e o enquadrou no filo *Archaeocyatha* e classe *Cibricyatha*. Germs também subdividiu o gênero em duas espécies separadas por diferenças sutis na parede da concha, e principalmente com base no tamanho: *C. hartmannae*, com 2,5 - 6,5 mm de diâmetro e 8 - 15 mm de comprimento; e *C. reimkeae* que apresenta 0,3 - 1,3 mm de diâmetro e 1,5 - 12 mm de comprimento.

A presença deste fóssil está relacionada diretamente à maior e última excursão positiva de carbono do Neoproterozóico (Grotzinger *et al.* 1995, Corsetti & Hagadorn 2000, Amthor *et al.* 2003). Trata-se de um fóssil guia do final do Neoproterozóico com biozona entre 550 e 543 Ma, que ocorre em distintas partes do Gondwana, como Namíbia (Germs 1972), Oman (Conway Morris *et al.* 1990), China (Conway Morris *et al.* op. cit.), Canadá (Hofmann & Mountjoy, 2001), regiões centrais da Espanha (Vidal *et al.* 1994), Brasil na Formação Tamengo (Zaine & Fairchild 1985), Uruguai (Gaucher *et al.* 2003), e possivelmente Argentina e Antártica (Yochelson & Stemp 1977 *in* Grant 1990). Entretanto Grant (1990) afirma que nesses últimos dois casos a taxonomia é questionável e admite a ocorrência deste fóssil no nordeste do México e na região da Califórnia e Nevada nos Estados Unidos.

Evidências de mineralização induzidas por atividade biológica vêm sendo atribuídas a idades em torno de 2.7 Ga (Monster *et al.* 1979). Apesar de ser encontrado junto a outros gêneros formadores de concha como o *Sinotubulites* na região da Califórnia e China (Grant 1990; Conway Morris *et al.* 1990; Hua *et al.* 2003) tudo indica - embora questionado por Conway Morris (1990) - que *Cloudina* foi o primeiro organismo metazoário a formar um exoesqueleto primitivo sob a forma de concha, significando um grande avanço evolutivo que por consequência nortearia o aparecimento da maioria das espécies complexas e melhores adaptadas no Cambriano (Kerr 2002).

A relação filogenética do *Cloudina* continua enigmática e oscila entre três diferentes correntes de pensamento:

- I) Germs (1972) e Zaine & Fairchild (1987) enquadram o *Cloudina* no filo *Archeocyatha* e classe *Cribricyathia*.
- II) Grant (1990) e Conway-Morris (1993) sugerem que o macrofóssil apresenta um grau cnidariano de organização e pode posteriormente ter originado o grupo dos cnidários fato reforçado pela presença de estruturas do tipo *budding* reportadas por Hua *et al.* (2003) (Fig 38B).
- III) Conway Morris *et al.* (1990), Miller (2003) e Hua *et al.* (2005) afirmam que *Cloudina* pertenceria ao grupo de anelídeos poliquetos ou vermes pogonoférideos, e propõem uma similaridade de convergência entre organismos tubulares paleozóicos como *Trypanopora* do Devoniano da França e *Torquaysalpinx sokoloni* com *Cloudina*.

Seilacher (1999) foi o primeiro a propor um hábito de vida para o *Cloudina*, posicionando-o como um *mat-sticker* formado pela união de várias conchas sob a forma de cones unidos por sua parte basal. O crescimento ocorreria de maneira episódica e sua velocidade dependeria da taxa de sedimentação (Grant 1990). O momento de estabilidade ocorria quando a abertura situada na porção superior estava acima do nível de sedimentação. Assim que o sedimento ameaçava cobrir essa abertura, a parte mole do animal, que mantinha um tamanho constante na fase adulta, migrava para o topo onde era construída uma nova concha. Desta maneira, como efeito denominado “elevador” (Seilacher *op. cit.*), gerava vários compartimentos isolados entre si, sendo que a parte mole do animal ocuparia sempre o compartimento mais superior, situação similar ao crescimento original de alguns corais.

Miller (2003), com base em nova metodologia de análise 3D e de influências gravitacionais, critica as reconstituições morfológicas realizadas por esses autores e afirma que a concha, até então interpretada como uma biomineralização porosa, resultante da junção de matriz orgânica com cristais de calcita possivelmente magnesiana (Grant 1990; Brain 2001; Hua *et al.* 2005) e formada por várias paredes resultantes da junção cone-cone (Fig. 29 A); seria na verdade um único *test tube* concêntrico e flexível, que cresceria lentamente com o tempo. Os vários compartimentos não existiriam, fazendo com que a concha fosse inteiriça e a parte mole do organismo estaria dispersa por toda a concha (Hua *et al.* 2005).

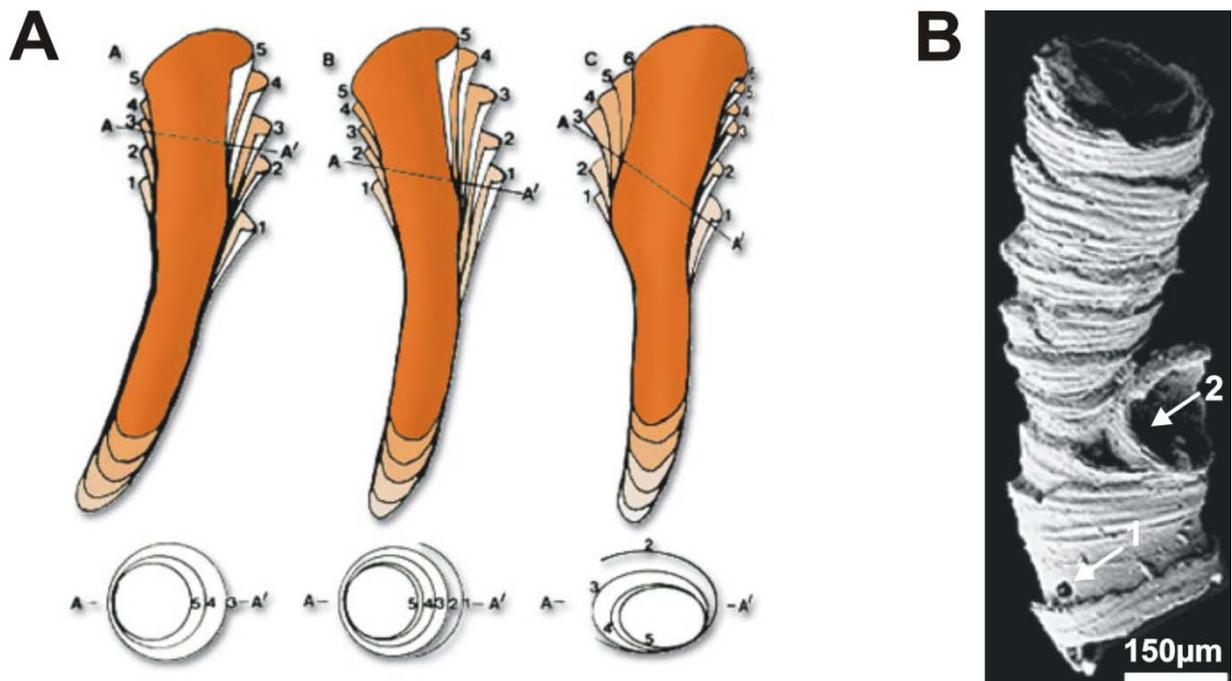


Figura 29. Metazoário *Cloudina*. **A**: reconstituição da estrutura interna da concha segundo Seilacher (1999) e a excentricidade provocada pela atuação da gravidade visualizada nas seções transversais A-A', segundo Miller (2003); **B**: Imagem de MEV em uma concha de *Cloudina* encontrada na China, onde a seta 1 indica possível furo gerado por predador e a seta 2 indica a estrutura do tipo *budding* (Hua *et al.* 2005).

Em relação à paleoecologia, Grant (1990) descreve *Cloudina* como um *mat-sticker* suspensívoro. Segundo Seilacher (1999) *Cloudina* viveria em meio a estromatólitos, onde o seu crescimento dependeria da taxa de sedimentação estromatolítica. Miller (2003) propõe que o organismo possui três posições infaunais (horizontal, vertical e curvada) e habitava regiões de mar raso (Germs 1972). Sua reprodução se daria de forma assexuada (Hua *et al.* 2005).

Não se sabe ao certo o que resultou no desaparecimento deste fóssil, porém o registro geológico fornece algumas evidências. Alguns fósseis encontrados na Namíbia (Brain 2001) e na China (Hua *et al.* 2003) apresentam furos na parede da concha, revelando a presença de algum predador (ainda desconhecido), que possuía padrões de comportamento bastante específicos. Atacava somente espécies de *C. hartmannae*, escolhia porções da concha livres de imperfeições, selecionava um tamanho específico de *Cloudina*, e a distância do furo para a abertura da concha era de aproximadamente 3 a 4 vezes o diâmetro da mesma, possivelmente

para evitar a proximidade com a abertura, que por sua vez possuiria mecanismos de defesa. Isso implica afirmar que haveriam predadores macrófagos no pré-Cambriano. Esses predadores possuíam um avançado grau de complexidade neural e especificidade. Conchas mineralizadas não eram suficientes para adquirir uma total segurança contra predadores e a predação desta espécie pode ter sido o gatilho para o aparecimento de conchas e outros mecanismos evolutivos que provocaram a diversificação cambriana.

A ausência de impressões fósseis desse predador dificulta uma reconstituição mais segura, entretanto, é improvável a existência de organismos tão complexos com tamanha especificidade no Ediacarano. Miller (2003) questiona essa especificidade do predador e Grotzinger *et al.* (2003) atribuem a extinção do *Cloudina* como resultado de um processo geoquímico global na passagem Ediacarano - Cambriano, marcado pela excursão negativa de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Enfim, *Cloudina* como a maioria dos metazoários, apesar de ser conhecido há mais de três décadas, ainda deixa dúvidas quanto à afinidade filogenética, sua morfologia e papel no ecossistema.

## 7.2 ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E NITROGÊNIO

Amostras para análise isotópica foram obtidas da coleta sistemática no intervalo com a ocorrência *in situ* de *Cloudina* nos perfis das Pedreiras Laginha e Corcal (Figura 15). A análise isotópica de C, O e N foi realizada em 5 amostras de calcário fino, fresco e não deformado, intercalado com folhelhos pertencentes à Formação Tamengo. Em grande parte das seções delgadas a textura original micrítica do calcário está preservada, muito embora modificações neomórficas ocorram. A matriz micrítica, seja de composição dolomítica ou calcítica, é quase opaca e quando neomorfisada uma textura fina equigranular hipidiotópica. Os valores de isótopos estáveis, % de carbonato e carbono orgânico total (TOC) estão plotados na tabela 5 e no perfil da Figura 30. Fornecem para o intervalo de *Cloudina* informações sobre o seu paleoambiente, inferindo a composição isotópica e as condições redox da água do mar. Além disso, foram feitas considerações sobre a produtividade orgânica deste intervalo. Ver capítulos 8.2.1, 8.2.2 e 8.3.

Tabela 5. Valores de isótopos de carbonatos da Formação Tamengo com *Cloudina*. As amostras “Lar” são da Pedreira Laginha e amostra C da Pedreira Corcal, Corumbá, MS, mostrados nos perfis E e C da figura 1.

Amostra	Carbonato %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ (‰)	TOC %
Lar 1	85,0	4,4	-24,6	-29,0	-7,6	4,8	0,33
Lar 2	89,0	5,2	-23,5	-28,7	-7,7	3,4	0,29
Lar 6	97,0	1,5	-25,9	-27,4	-7,0	3,2	0,30
Lar 7	81,0	5,4	-24,5	-29,9	-7,5	3,9	0,41
C 1	97,0	3,9	-23,5	-27,4	-8,4	3,2	0,74

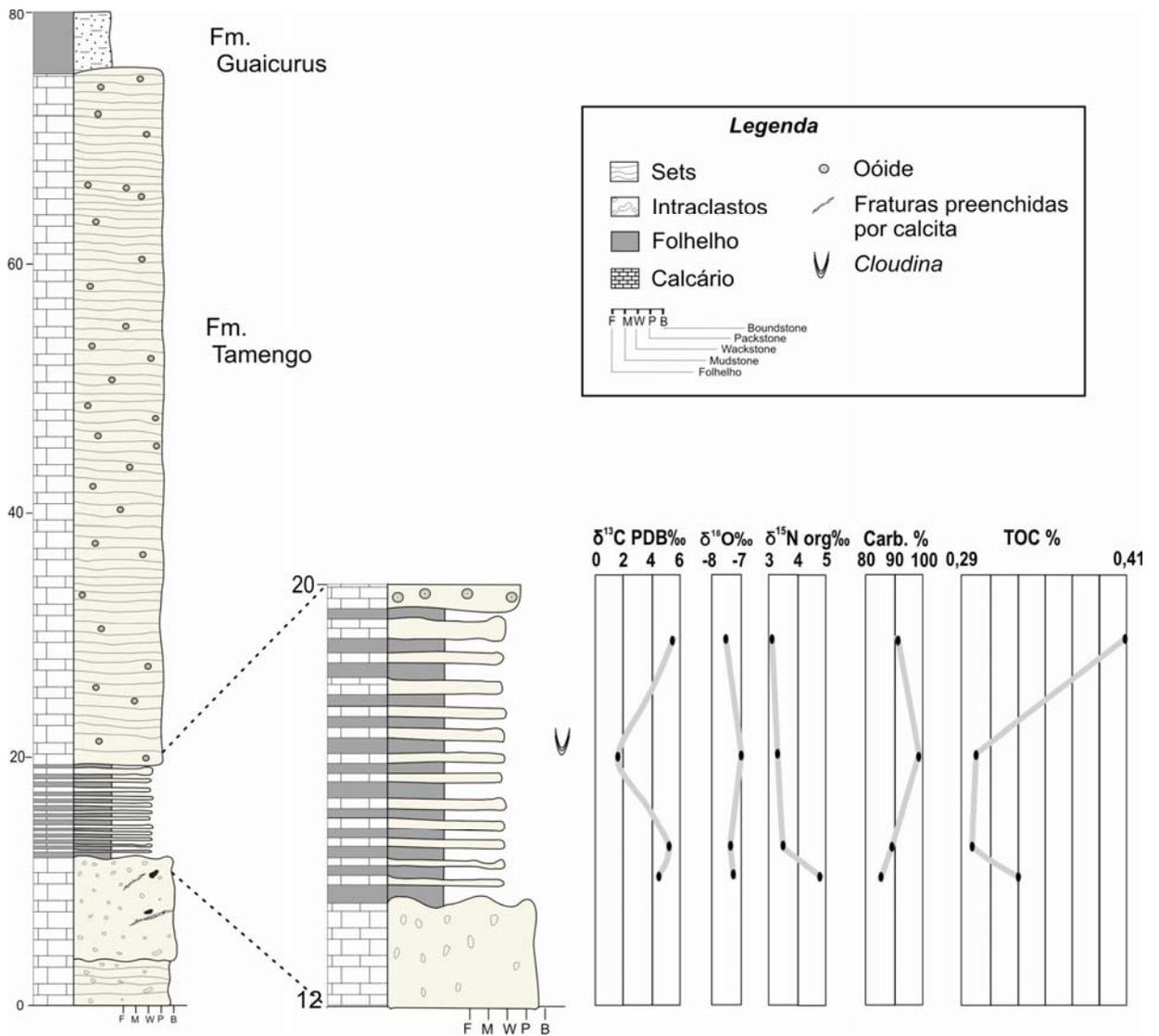


Figura 30. Curvas isotópicas (C, O, N), de Carbono Orgânico Total (TOC) e proporção de carbonato para o ritmo referente ao perfil Pedreira Laginha (Perfil E).

### 7.2.1 Isótopos de carbono e oxigênio

As variações isotópicas da água do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozóicas (Knoll *et al.* 1986, Narbonne *et al.* 1994, Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). A composição reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar daquela época em que foram registrados nos depósitos marinhos carbonáticos. No entanto, devido às mudanças pós-deposicionais seja por diagênese (neomorfismo e dolomitização), metamorfismo e/ou fluidos meteóricos (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999), esta composição isotópica de C em carbonatos proterozóicos pode não ter preservado esta assinatura. Com o intuito de estabelecer o grau de alteração de amostras de carbonato, é geralmente realizada uma análise geoquímica determinando a razão de Mn/Sr, pela relação entre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  ( $\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) - a diferença ou  $\Delta^{13}\text{C}$  entre essas composições é sempre constante para amostras não alteradas - e a relação entre os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Kaufman & Knoll 1995, Kha *et al.* 1999, Jacobsen & Kaufman 1999). No presente trabalho, não foi determinada a razão entre Mn/Sr (Tab. 5), mas os valores constantes do  $\Delta^{13}\text{C}$  implicam que as amostras não foram alteradas (Tab. 5). Além disso, verificou-se que os carbonatos estudados possuem valores de  $\delta^{18}\text{O}$  depletados e que variam muito pouco de -7,0 ‰ a -8,4‰. Estes dados, apesar de serem poucos, quando plotados em gráficos  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  mostram uma forte dispersão, sem uma correlação positiva clara (Fig. 31). A não covariância entre os valores de C e O sugere que o volume de fluido diagenético necessário para reequilibrar a composição isotópica de O foi insuficiente para modificar a composição original de  $\delta^{13}\text{C}$  (Jacobsen & Kaufman 1999). Assim, considera-se que os valores isotópicos encontrados são provavelmente primários e representativos da composição isotópica da água do mar neoproterozóica. Os valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  sugerem um consumo importante de  $^{12}\text{C}$  compatível com a proliferação de organismos. Assim, Valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  para os intervalos com *Cloudina* e/ou na biota de Ediacara, próximo ao limite com o Cambriano, são indicativos do aumento da atividade biológica (Narbonne *et al.* 1994, Saylor *et al.* 1998, Corsetti & Hagadorn 2000). Os valores de TOC de até 0,7 % também confirmam crescente produção de matéria orgânica.

Os valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  na Formação Tamengo sugerem uma contribuição da biomassa bacteriana para o acúmulo de matéria orgânica derivado da produção primária no Oceano Neoproterozóico. Além disso, valores de  $\Delta\text{C} = 28 \pm 2\%$  tem sido empiricamente determinado por Knoll *et al.* (1986) para sequências do Neoproterozóico do leste da Groenlândia e Spitsbergen (Svalbard, Noruega) enquanto valores de  $\Delta\text{C} = 33 \pm 2\%$  tem sido representativos de depósitos pré-Marinoanos, e portanto, mais antigos. Portanto, os valores obtidos da Formação Tamengo sugerem que esta unidade está cronologicamente inserida na transição do pré-Cambriano para o Paleozóico.

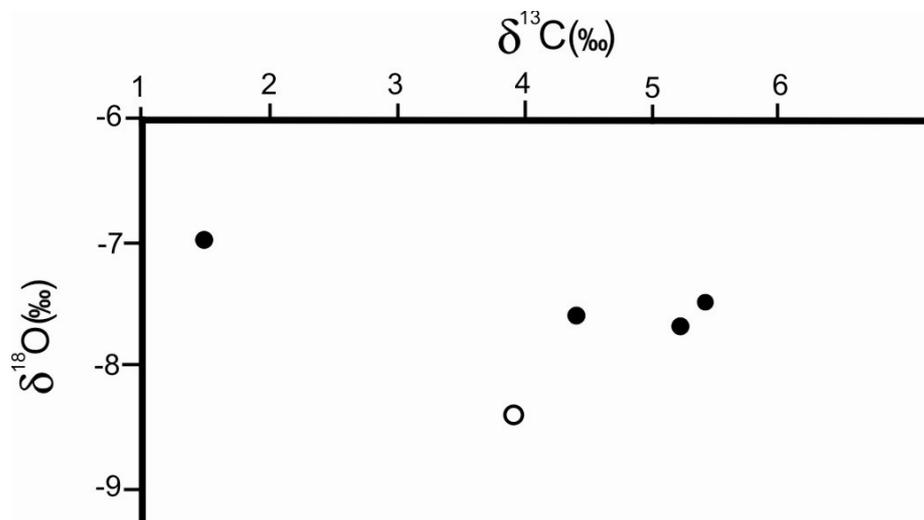


Figura 31.  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  para as fácies carbonáticas portadoras de *Cloudina* do Grupo Corumbá. Os valores isotópicos são expressos em ‰. Onde: Círculos fechados representam amostras do Perfil E (Pedreira Laginha), e o círculo aberto representa amostra do Perfil C (Pedreira Corcal).

### 7.2.2 Isótopos de nitrogênio

Registros de isótopo estável de nitrogênio (N) sedimentar têm sido usados para traçar a origem da matéria orgânica, inferindo condições da superfície durante a produção primária, e reconstituir feições ambientais e paleogeográficas (Peter *et al.* 1978; Sweeney *et al.* 1978, Rau *et al.* 1987, Altabet & François 1994). Embora fracionamentos isotópicos leves possam ocorrer durante a diagênese, a composição isotópica do nitrogênio pode refletir aquela dos organismos que deram origem aos sedimentos ricos em matéria orgânica (Macko *et al.* 1993). A matéria orgânica sedimentar de depósitos marinhos fanerozóicos geralmente apresenta um enriquecimento em  $^{15}\text{N}$  com valores em torno de +6 a +7 ‰, se comparado com o da atmosfera (Peters *et al.* 1978; Sweeney *et al.* 1978). Isto reflete o enriquecimento relativo da atmosfera, observado no plâncton atual com valores de  $\delta^{15}\text{N}$  de +7‰ (Schoeninger & DeNiro 1984) e em espécies de nitrogênio inorgânico que é  $\text{NH}_4^+$  e  $\text{NO}_3^-$  com valores de  $\delta^{15}\text{N}$  de +4 a +10‰ (Altabet 1988, Montoya *et al.* 1991). O  $\text{N}_2$  atmosférico entra no ciclo do nitrogênio por processo de fixação biológica realizada por bactérias e cianobactérias fotoautotróficas cuja morte favorece o retorno do nitrogênio por meio da mineralização, levando a formação de  $\text{NH}_4^+$  (Fig. 32). O  $\text{NH}_4^+$  ou amônio pode ser usado como fonte de N por outros organismos (assimilação), transformado em  $\text{NO}_3^-$  (nitrificação) ou liberado para a atmosfera (desnitrificação). O nitrogênio que escapa da mineralização é incorporado nos sedimentos, principalmente querogênios, durante a diagênese ou consumido pela predação do fitoplâncton pelo zooplâncton (Figura 32). O fracionamento isotópico do nitrogênio ocorre durante a desnitrificação ( $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{N}_2$ ), ou seja o  $\text{N}_2$  é retirado da atmosfera por meio da fixação biológica e retorna para ela pela desnitrificação. Esses dois processos controlam a composição isotópica do nitrogênio orgânico. Durante a desnitrificação o  $^{14}\text{N}$  retorna preferencialmente à atmosfera, deixando  $\text{NO}_3^-$  enriquecido em  $^{15}\text{N}$  na água dos oceanos com valores em média de  $\delta^{15}\text{N}$  de +6‰ (Liu & Kaplan 1988, Wada *et al.* 1975).

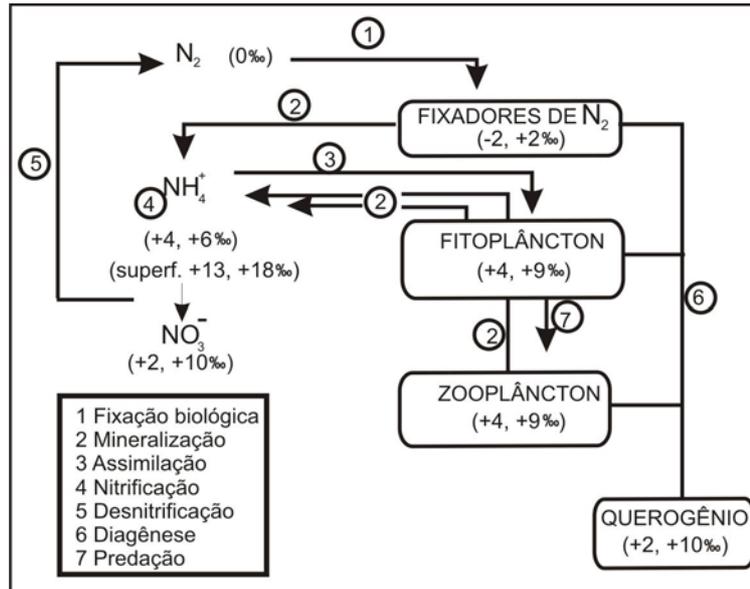


Figura 32 Ciclo biológico do Nitrogênio no ambiente marinho atual. As variações de  $\delta^{15}\text{N}$  estão indicadas em ‰ abaixo de cada processo. Modificado de Beaumont & Robert (1999).

Os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  da Formação Tamengo são isotopicamente positivos variando de +3,2 a +4,8‰ semelhantes aos valores encontrados em amostras marinhas fanerozóicas que variam de 0 a +10 ‰ (Figura 34). Mudanças através do tempo geológico da composição isotópica do nitrogênio atmosférico ou a preservação diagenética seletiva dos compostos orgânicos portadora de nitrogênio não podem ser aventadas para esta variação isotópica. Hoje a matéria orgânica marinha exibe valores positivos de  $^{15}\text{N}$  refletindo o enriquecimento deste elemento a partir do nitrato dissolvido ( $\text{NO}_3^-$ ) o que não acontecia em tempos arqueanos devido à ausência de oxigênio (Figura 43). Valores negativos de  $^{15}\text{N}$  sugerem um fracionamento isotópico metabólico em condições anóxicas com microorganismos usando formas de nitrogênio reduzidas ( $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_4^+$ ). Os dados plotados no gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{15}\text{N}$  não mostram uma dispersão e apresentam uma tendência de correlação positiva sugerindo a presença de um oceano oxidado (Fig. 33). Os valores enriquecidos encontrados na Formação Tamengo sugerem uma atmosfera já rica em oxigênio durante a deposição, o que permitiu uma produção biológica de  $\text{NO}_3^-$  expressiva e seu uso como fonte para o nitrogênio orgânico. Esta afirmação vem de encontro com os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  e TOC.

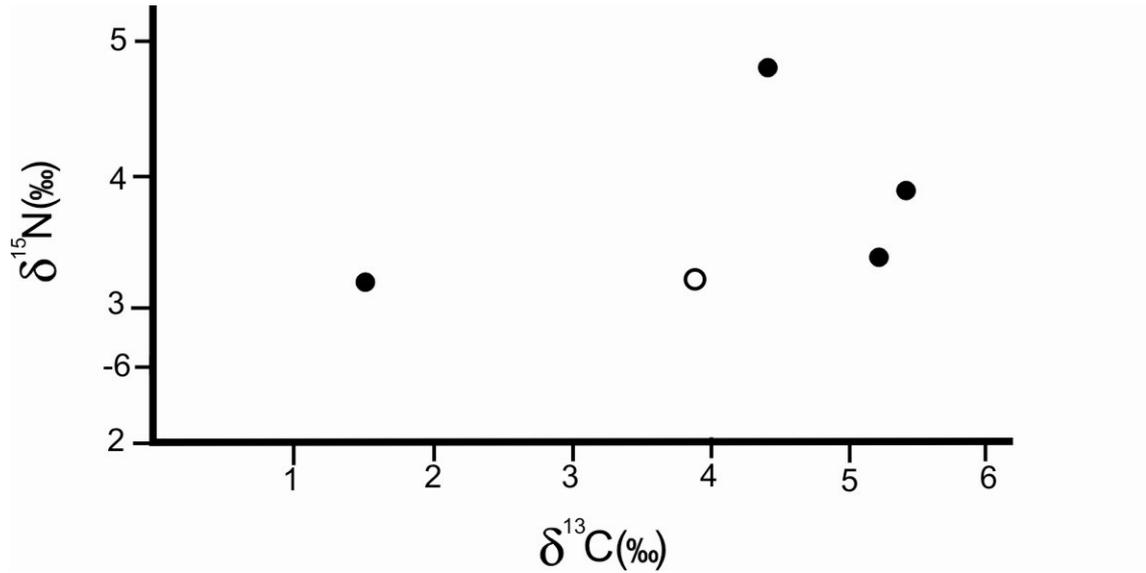


Figura 33.  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{15}\text{N}$  para as fácies carbonáticas portadoras de *Cloudina* do Grupo Corumbá. Os valores isotópicos são expressos em ‰. Onde: Círculos fechados representam amostras do Perfil E, e o círculo aberto representa amostra do Perfil C.

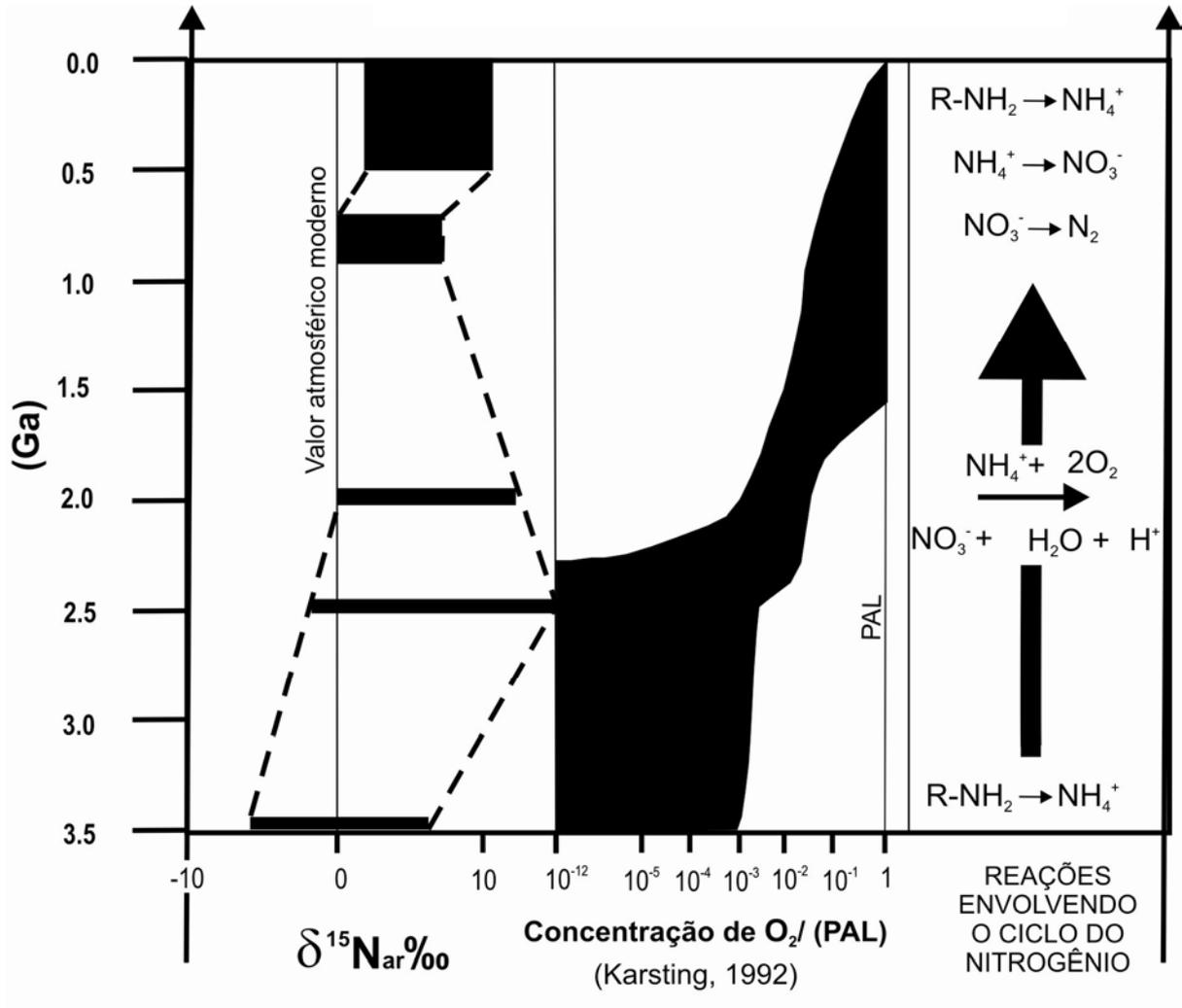


Figura 34 Evolução da composição isotópica do nitrogênio comparado à evolução do nível de oxigênio atmosférico ao longo do Pré-cambriano até o recente. Observar que a composição isotópica do nitrogênio torna-se cada vez mais enriquecida a partir do aumento da concentração de oxigênio até os tempos mais recentes. (Beaumont & Robert 1999).

### 7.3 AVALIAÇÃO DO HABITAT DE *Cloudina*

Os dados faciológicos realizados nos intervalos onde *Cloudina* é considerado *in situ* (Tab.4, Fig 16) indicam que este macrofóssil habitou um ambiente oxidante entre barras oolíticas no *shoreface* que, por sua vez, forneciam proteção parcial contra a ação das correntes (Fig 28). Situação análoga é descrita por Seilacher (1999), onde os refúgios seriam propiciados por construções estromatolíticas, e Vidal *et al.* (1994) onde os refúgios estariam associados com baixios oolíticos. Por outro lado, *Cloudina* ocorre também fragmentada, formando coquinas no topo de ciclos de tempestitos (perfis D e E), indicando retrabalhamento do seu *habitat* natural no *shoreface* e redeposição por tempestades na zona de *offshore*. *Cloudina* parece ter tido condições paleoambientais com níveis de oxigênio semelhantes ao atual, sem perturbação no ciclo do nitrogênio que permitiu uma intensa proliferação deste indivíduo e a acumulação de níveis ricos em matéria orgânica como indicados pela concentração de carbono total deste intervalo.

## 8 CONCLUSÕES

A análise de fácies realizada nas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá permitiu a individualização de 15 fácies sedimentares que foram englobadas em 4 associações representativas de um modelo de rampa carbonática de margem continental passiva.

A Formação Bocaina é constituída de duas associações de fácies: 1) planície de intermaré, que consiste de quartzo-arenitos finos, com grãos bem selecionados e arredondados, cimentados por dolomita, dolomitos finos com estromatólitos estratiformes e colunares, porosidade fenestral/*bird's eyes* e gretas de contração; e 2) baixios de submaré, formados por dolomitos intraclásticos, arenitos finos e folhelhos subordinados. Estruturas deformacionais ocorrem em ambas as associações e são relacionadas a processos de liquefação e fluidificação, possivelmente induzidos por sismicidade.

A Formação Tamengo consiste nas associações de: 1) shoreface com barras oolíticas, caracterizada por *grainstones* intraclásticos e oolíticos, e ritmitos *mudstone* calcífero/folhelho betuminosos com macrofósseis *Cloudina* aparentemente *in situ*; e 2) offshore influenciado por tempestades constituído por calcários cristalinos com raros grãos terrígenos, acamamento maciço, estratificação cruzada *hummocky/swaley*, laminação cruzada de baixo-ângulo e fragmentos de *Cloudina*, pelitos e folhelhos subordinados.

Os argilominerais dos pelitos e folhelhos da Formação Tamengo são constituídos principalmente por interstratificado ilita/esmectita, ilita e caulinita que sugerem clima semi-árido a árido, com períodos de umidade.

Os dados faciográficos dos intervalos com *Cloudina in situ*, indicam que este fóssil habitou um ambiente oxidante protegido entre barras oolíticas no *shoreface*. Enquanto que conchas fragmentadas de *Cloudina*, formando coquinas, são condizentes com o retrabalhamento do seu *habitat* natural no *shoreface* e a redeposição por tempestades na zona de *offshore*. Contudo, se fazem necessário novos estudos a respeito da tafonomia deste fóssil para a confirmação dessas interpretações.

Os valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  (1,5 a 5,4‰) e  $\delta^{15}\text{N}$  (entre 3,5 e 4,5‰) encontrados em amostras com *Cloudina* indicam pouca perturbação no ciclo do nitrogênio, o que permitiu uma intensa proliferação deste indivíduo e a acumulação de níveis ricos em matéria orgânica como indicada pela concentração de carbono total deste intervalo (TOC de até 0,41%). O

ambiente deposicional do *habitat* neoproterozóico de *Cloudina* parece ter tido concentração de oxigênio semelhante à encontrada na atual interface atmosfera/oceano.

## REFERÊNCIAS

- Aceñolaza, F. G.; Miller, H.; Tosell, A.J. 2002. Proterozoic–Early Paleozoic evolution in western South America - a discussion. *Tectonophysics* **354**:121– 137
- Adams, A.E.; W.S. Mackenzie; Guilford, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. English Language Book Society.104p.
- 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., 1965. *Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia-DNPM **117**:1-11.
- Almeida, F.F.M. & Mantovani, M.S.M., 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **47**: 451–458.
- Almeida, F.F.M.1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y (coords.). *O Precambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- Altabet, M. A. 1988. Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: Implications for nitrogen cycling and transformation in the open ocean. *Deep-Sea Res.*, **35**: 535-554.
- Altabet, M. & R. Francois. (1994), Sedimentary Nitrogen Isotopic Ratio as a Recorder for Surface Ocean Nitrate Utilization, *Global Biogeochem. Cycles*, **8**:103–116.
- Alvarenga, C. J. S. & Trompette, R. 1992. Glacial Influenced Sedimentation In The Later Proterozoic Of The Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 85-105.
- Alvarenga, C.J.S.; Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay Belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South America Earth Science*, **23**:236-241.
- Amthor, J. E.; Grotzinger, J.P.; Schröder, S.; Bowring, S.A.; Ramezani, J.; Martin, M.W.; Matter, A. 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary on Oman. *Geology*, V.31, **5**:431-434.
- Arnot, M. J.; Good, T. R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, **67**(5):984-987.

- Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Alvarenga, J.C.; Boggiani, P.C.; Liu, D.; Santos, R.V. 2006. Geochronologic constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. SNOWBALL EARTH 2006.
- Bartley, J.K.; Semikhatov, M.A.; Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Pope, M.C.; Jacobsen, S.B. 2001. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia. *Precambrian Research*, **111**:165–202.
- Basei, M.A.S. & Brito Neves, B.B., 1992. Características geológicas da transição Proterozóico–Faneorozóico no Brasil. In: Gutierrez, J.G., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura, Mérida, p.331–342.
- Bhattacharya, H.N. & Bandyopadhyay, S. 1998. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sedimentary Geology* **119**: 239-252.
- Beaumont, V. & Robert, F. 1999. Nitrogen isotope ratios of kerogens in Precambrian cherts: a record of the evolution of atmosphere chemistry? *Precamb. Res.*, **96**: 63– 82.
- Beurlen, K. & Sommer, F.W.1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. DNPM, Boletim **168**, 47p.
- Boggiani, P.C.; Fairchild, T.; Coimbra, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguaei) Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências* **23** (3):301-305.
- Boggiani, P. C. & Coimbra, A. M. 1995. The Corumbá Group (Central South America) in the context of Late Neoproterozoic Global Changes. In: *Sessão Regular de Ciências da Terra da Academia Brasileira de Ciências*, 1995. Anais da Academia Brasileira de Ciências. São Paulo, SP, **68**:595-596.
- Boggiani, P. C.; Coimbra, A. M. ; Hachiro, J.1996 . Evolução Paleogeográfica do Grupo Corumbá (Neoproterozóico). In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Anais*, v. 6. p. 132-134.
- Boggiani, P.C., Coimbra, A.M., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 1996. Incursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  (Ediacariana) na Formação Tamengo, Grupo Corumbá (Neoproterozóico). In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, *Anais*, p.570-572.
- Boggiani, P.C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) Mato Grosso do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar da Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado). 181p.

- 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: Boletim de Resumos, I Symposium on South American Isotope Geology, CEPEGEO-IG USP, Campos de Jordão, p57- 59.
- Boggiani, P. C. & Coimbra, A. M. 1998. Significado paleogeográfico da Superfície Pedra Branca na evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozóico III). In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte. *Anais*. p. 45-45.
- Boggiani, P.C.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Ferreira, V.P. 2003. New carbon isotopic data from the Corumbá Group as a contribution to a composite section for the Neoproterozoic III in South America. In: Frimmel, H.E. (Ed.), III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana, *Programme and Extended Abstracts*, Cape Town, p13-16.
- Boggiani, P.C.; Fairchild, T.R.; Ricomini, C. 2005. New level of diamictites in The Corumbá Group (Ediacaran), Paraguaiy Belt, South America. 1<sup>ST</sup> Symposium Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in Sw-Gondwana, *Extended Abstracts*, São Paulo, p10-12.
- Boggiani, P.C. & Gaucher, C. 2005. *Cloudina* from the Itapucumi Group (Vendian, Paraguay): age and correlations. In: 1<sup>ST</sup> Symposium Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in Sw-Gondwana, *Extended Abstracts*, São Paulo, p13-15.
- Boggiani, P.; Babinski, M.; Yamamoto, J. K.; Fairchild, T.; Riccomini, C.; Diragitch, A.A.; Liu, D. 2005. U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguai Belt, Brazil. In: 2nd Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in Southwestern Gondwana.
- Brain, C.K. 2001. Some observations on *Cloudina*, a terminal Proterozoic index fossil from Namibia. *African Earth Science*, **33**:475-480.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasileiro – Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* **22** (3): 155-166.
- Calvet, F. & Tucker, M. 1988. Outher ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedimentary Geology*, **57**:185-198.
- Castelnau, F. de. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l’Amerique du Sud*, 15 vol., 7 partes, Paris.

- Chakraborty, P.P. 2004. Facies architecture and sequence development in a Neoproterozoic carbonate ramp: Lakheri Limestone Member, Vindhyan Supergroup, Central India. *Precambrian Research*, **132**:29-53.
- Cheel, R.J. & Leeckie, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: Wright, V.P. (Ed.). *Sedimentology Review*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p.103-122.
- Chen, Z.; Bengtson, S.; Zhou, C.M.; Hua, H.; Yue, Z. 2007. Tube structure and original composition of Sinotubulites: shelly fossils from the late Neoproterozoic in southern Shaanxi, China. *Lethaia*, Vol **41**:37-45.
- Conway Morris, S.; Mattes, B. W.; Menge, C. 1990. The early skeletal organism *Cloudina*: new occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science* **290-A**:245-260.
- 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 do Sul*. Projeto Bodoquena. DNPM/CPRM, Brasília.
- Corsseti, F.A. & Hagadorn, J.W. 2000. Precambrian-Cambrian transition: Dath Valley, United States. *Geology* **28** (4): 229-302.
- Cowen, R. 2001. Planktonic Paradise on Slushball Earth: a scenario for the metazoan radiation. Disponível em: <https://www.geology.ucdavis.edu/~cowen/historyoflife/slushball.html>. Acessado em 28/novembro 2008.
- Del'arco, J.O.; Trapanoff, I.; Pereira, L.G.M.; Souza, S.L.; Luz, D.S. Da;. 1981. Geologia do Pré-Cambriano na folha SE-21 Corumbá. In: ANAIS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia, SBG. p.154-176.
- Dunhan, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*. AAPG Bulletin.p108-121.
- Elrick, M & Read, F. 1991. Cyclic ramp-to-basin carbonate deposits, lower Mississippian, Wyoming and Montana; a combined field and computer modeling study. *Journal of Sedimentary research*, V61, 7:1195-1294.
- Eriksson, P. G.; Catuneanu, O; Sarkar, S.; Tirsgaar, H. 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, **176**:17-42.
- Evans, J. W. 1893. The geology of Mato Grosso (Particularly the region drained by the Upper Paraguay). *The geology of Mato Grosso*. V50.

- Eyles, N. & Januszczak, N. 2004. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma, *Earth-Sci. Rev.* **65**: 1–73.
- Fairchild, T. R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade “Ediacariana” ou Cambriana Inferior, para a parte leste do Grupo Corumbá. (Mato Grosso do Sul). In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, *SBG, resumos das comunicações*, Bol.N.1. p181.
- Fedokin, M.A. 1995. Geobiological trends and events in the Precambrian Biosphere. In: Walliser, O.H. (ed.) 1995. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Results of international interdisciplinary cooperation in the TGCP project 216 “Global Biological Events in Earth History” Springer, Germany. p.89-112.
- Fike D. A., Grotzinger J. P., Pratt L. M., Summons R. E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean, *Nature*, **444**: 744 – 747.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. *Austin, Hemphil Publishing*. 182p
- Gaucher, C. 2000. Sedimentology, paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, **26**:1-120.
- Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A.N.; Fairchild, T. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): paleogeographic, paleoclimatic and paleobiologic implications. *Precambrian Research*, **120**:241-278.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. 2009. The Neoproterozoic and Cambrian: a time of upheavals, extremes, and innovations. 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, Elsevier, **16**: 3-11.
- Germs, G.J.B. 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. . *American Journal of Science*, **272**:752-761.
- Germs, G.J.B. 1995. The Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology. *Precambrian Research*, **73**:137-151.
- Goldberg, T.; Poulton, S.W.; Strauss, H. 2005. Sulphur and oxygen isotope signatures of late Neoproterozoic to early Cambrian sulphate, Yangtze Platform, China: Diagenetic constraints and seawater evolution. *Precambrian Research* **137**:223–241

- Goldberg, T.; Strauss, H.; Quigjun, G.; Congquiang, L. 2007. Reconstructing marine redox conditions for the early Cambrian Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulphur and organic carbon isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **254**:175 – 193
- Grant, S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal proterozoic. *American Journal of Science*. **290-A**:261-294.
- Grey, K. 2005. *Ediacaran palynology of Australia*. Memoir 31 of the Association of Australasian Paleontologists. 439p.
- Grey, K. & Corkeron, M. 1998. Late Neoproterozoic stromatolites in glaciogenic successions of the Kimberley region, Western Australia: evidence for a younger Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, **92**:65-87
- Grotzinger J.P.S. & Knoll A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**:578-596.
- Grotzinger, J.P.; Schröder, S.; Bowring, S.A; Ramezani, J.; Amthor, J.E.; Matter, A. 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman: An initial condition for Early Cambrian radiation. *Geology*, **5**:431-434.
- Hahn, G. & Pflug, H.D., 1985. Die Cloudinidae n. fam., Kalk- Röhren aus dem Vendium und Unter- Kambrium. *Senckenbergiana. Lethaea* **65**: 413-431.
- Halverson, G.P.; Maloof A.C.; Hofman, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Res.*, **16**: 297-324.
- Halverson, G.P.; Hoffman, P.F.; Schrag, D.P.; Maloof, A.C.; Rice, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope Record. *Geological Society of America Bulletin*, **117**: 1181-1207.
- Handford, C.R. 1985. Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates- Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **V56**, **1**:123-137.
- Hidalgo, R.L.L. 2002. Análise micropaleontológica das formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS) e Formação Araras (MT), transição no Neoproterozóico-Fanerozóico. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo 139 p. (Dissertação de Mestrado).
- Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of *Laurentia* turn Gondwanaland inside-out? *Science* **281**: 1342 – 1346.

- Hoffman, P. F.; Kaufman A.J.; Halverson, G.P.; Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic *snowball Earth*. *Science* **281**: 1342-1346.
- Hofmann, H. J. & Mountjoy, E. W. 2001. *Namacalathus-Cloudina* assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. *Geology* **29**:1091-1094.
- Hoffman, P. F. & Schrag D. P 2002. The *Snowball Earth* hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* **14**:129-155.
- Holser, W.T.; Magaritz, M.; Ripperdan, R.L. 1995. Global Isotopic Events. In: Walliser, O.H. (ed.) 1995. *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Results of international interdisciplinary cooperation in the TGCP project 216 "Global Biological Events in Earth History" Springer, Germany. p.63-88.
- Hua, H.; Pratt, B.R.; Zhang, Lu-Yi. 2003. Borings in *Cloudina* shells: Complex predator-prey dynamics in the terminal Neoproterozoic. *Palaios*, **V18**:454-459.
- Hua, H.; Chen, Z.; Yuan, X., Zhang, L.; Xiao, S.2005. Skeletogenesis and asexual reproduction in the earliest biomineralizing animal *Cloudina*. *Geology*, **33**:277-280.
- 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.
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 37-57.
- Jones, J.P. 1985. The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolivia: An interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**:111-135.
- Kahle, C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, Northwestern Ohio, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **72**:201-2016.
- Kasting, J.F., 1992. Proterozoic climates: the effect of changing atmospheric carbon dioxide concentrations. In: SCHOPF, J.W.; KLEIN, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: a Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge. p159–163.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. In: KNOLL, A.H.; WALTER, M.R. (Eds.), *Neoproterozoic Stratigraphy and Earth History*. *Precambrian Res.*, **73**: 27–49.

- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Narbonne, A.H. 1997. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic stratigraphy—an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Res.* **73**: 251–270.
- Kaufman, A.J., 2000. The biogeochemical aftermath of Snowball Earth conditions. In: INT. GEOL. CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, Brazil. CD Abstracts.
- Keer, R.A. 2002. A trigger for the Cambrian explosion. *Science*, **298**:1547.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: Deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *J. Sed. Res.*, **66**: 1050-1064.
- Kennedy, M.J.; Christie-Blick, N.; Sohl, L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, **29**: 443-446.
- Kennedy, M.J.; Christie-Blick, N.; Sohl, L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, **29**: 443-446.
- Kha, Lc; Sherman, Ag; Narbonne, G.M.; Knoll, A.H.; Kaufman, A.J. 1999.  $\delta^{13}\text{C}$  stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional lithostratigraphy correlations. *Can Jour Earth Sci.*, **36**: 313-332.
- Knoll, A.H.; Hayes, J.M.; Kaufman, A.J.; Swett, K.; Lamert, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**:832–838.
- Knoll, A.H. 2000. Learn to tell Neoproterozoic time. 2000. *Precambrian Research*, **100**:3-20.
- Knoll, A.H.; Walter, M.R.; Narbone, G.M.; Christie-Blick, N. 2004. A new period for the geologic time scale. *Science*, **305**:621-622.
- Lacerda Filho, J.V.; Valente, C.R.; Rizzoto, G.J.; Bahia, R.B.C.; Quadros, L.E.S.; Lopes, R.C.; Oliveira, W.B.; Oliveira C.C.; Sachs L.L.B.; Silva V.A.; Batista, I.H. 2004. *Folha SE.21* in: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A. de (eds.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*, SIG. CPRM, Brasília. CD-ROM.

- Li, A.G; Bogdanova, S.V. B.; Collins, A.S.C.; Davidson, A. D. B.; Waele A; Ernst, E.R.E.; Fitzsimons, G F.I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, I. J.D.P.; Jacobs, J.K.E.; Karlstrom, K.S.Lul; Natapovm, V.L.M.; Pease, N.S.A.; Pisarevsky; Thrane, O.A.K.; Vernikovsky, P.V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179-210.
- Liu, K. K. & Kaplan, I. R., 1988. Variation of nitrogen isotope fractionation during denitrification and nitrogen isotope balance. In: *the ocean. Eos (Tram Am. Geophys. Union - Abstract)*, **69**: 1098.
- Logan, B.W.; Rezak, R.; Ginsburg, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal estromatolites. *Journal of Geology*, **72**: 68-83.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* **22**: 157–204.
- Maciel, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no estado do Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, **81**:31-39.
- Macko, S.A. & Estep, M.L.F. 1984. Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic compositions of organic matter. *Org. Geochem.*, **6**: 787–790.
- Maruyama, S. & Santosh, M. 2008. Models on Snowball Earth and Cambrian explosion: A synopsis. *Gondwana Research*, **14**:22-32.
- Meunier A. 2005. *Clays*. Springer Berlin Heidelberg New York. 472p
- Miall. 1989. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, **55**:233-262.
- Miall. 1989. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: Lessons from outcrop studies. *AAPG Bulletin*, **72**: 682-697.
- Miller, A.J. A revised morphology of *Cloudina* with ecological and phylogenetic implications. Disponível em: [http://ajm.pioneeringprojects.org/files/cloudinapaper\\_final.pdf](http://ajm.pioneeringprojects.org/files/cloudinapaper_final.pdf). Acessado em: 17 agosto 2007.
- Misi, A; Kaufman, A.J.; Veizer, J.; Powis, K; Azmy, K; Boggiani, P.C.; Gaucher, C.; Teixeira, J.B.G.; Sanches, A.L.; Iyer, S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, **237**: 143-167.

- Moczydlowska, M. 2008. The Ediacaran microbiota and the survival of snowball Earth conditions. *Precambrian Research* **167**:1-15.
- Monster, J., Appel, P.W.U., Thode, H.G., Schidlowski, M., Carmichael, C.M., Bridgewater, D. 1979. Sulfur isotope studies on early Archean sediments from Isua, West Greenland. Implications for the antiquity of bacterial sulfate reduction. *Acta Geochim.*, **43**:405-413.
- Montenat, C.; Barrier, P.; Philippe Ott; D'estevou, P.O.; Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**: 5–30.
- Montoya, J. P.; Horrigan, S. G.; Mccarthy, J. J. 1991. Rapid, storm-induced changes in the natural abundance of  $^{15}\text{N}$  in a planktonic ecosystem, Chesapeake Bay, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 3627-3638.
- Moore D.M. & Reinolds Jr. 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of Clay minerals*. Oxford University Press, Inc. 332p.
- Morris, S.C.; Mattes, B.W.; Menge, C. 1990. The early skeletal organism Cloudina: New occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science*. **290-A**:245-260.
- Narbonne, G.M.; Kaufman, A.J.; Knoll, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **106**:1281–1292.
- Narbonne, G.M. 2005. The Ediacara Biota: Neoproterozoic Origin of Animals and Their Ecosystems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**:421–442.
- Nogueira, A. C. R. ; Riccomini, C. ; Sial, A. N. ; Moura, C. A. V. ; Fairchild, T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, **31**: 613-616.
- Nogueira, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Universidade de São Paulo, 173 p. (Tese de Doutorado).
- Nogueira, A. C. R. ; Riccomini, C. ; Sial, A. N. ; Moura, C. A. V. ; Trindade, R. I. F. ; Fairchild, T. R. 2007. C and Sr isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the Late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.

- Oliva, L.A.; Olivatti, O.; Ribeiro Filho, W.; Schobbenhaus Filho, C. 1979. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Cuaiabá (SD21)*. Brasília: DNPM, Escala: 1:1.000.000 (Relatório Técnico).
- Olivatti, O & Ribeiro Filho, W. 1976. *Projetos centro-oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul*. Relatório Final. CPRM, Goiânia 127p.
- Oliveira, A.I. & Moura, P. 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum, Mato Grosso. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, **62**:13-29.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* **43**: 279-293.
- Peters, K.E.; Sweeney, R.E.; Kaplan, I.R. 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, **23**:598–604.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomas Filho, A.; Campos D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, ABC/DNPM/MCT/CNPq/FINEP/ANP. p.195-229.
- Postma, G. 1983. Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology* **30**:91-103.
- Pratt, B.R.; James, N.P.; Cowan, C.A. 1992. Peritidal Carbonates. In: Walker, R.G. & James N.P. (eds). *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canadá. 407p.
- Rau, G.H.; Arthur, M.A.; Dean, W.E. 1987.  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  variations in Cretaceous Atlantic sedimentary sequences: implications for past changes in marine nitrogen biogeochemistry. *Earth Planet. Sci.*, **82**: 269– 279.
- Read, J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, **69**, n1:1-21.
- Seilacher, A. 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios* **14**:86-93.
- Sami, T.T. & James, N.P. 1994. Peritidal carbonate platform growth and cyclicity in an early Proterozoic foreland basin, upper Pethei Group, Northwest Canada. *Journal of Sedimentary Research*; **64**: 111-131

- 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.
- Schoeninger, M. J. & Deniro, M. J. 1984. Nitrogen and carbon isotopic composition of bone collagen from marine and terrestrial animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 625-639.
- Shinn, E.A. 1983. Tidal flat. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir **33**:171-210.
- Sibley, D.F. & Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 967-975.
- Soares, J. L. & Nogueira, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra: uma nova ocorrência de capa carbonática no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 722-736.
- Strauss H., Banerjee D.M., Kumar V. 2001. The sulfur isotopic composition of Neoproterozoic to early Cambrian seawater —evidence from the cyclic Hanseran evaporites, NW India. *Chemical Geology* **175**:17– 28.
- Sweeney, R.E.; Liu, K.K.; Kaplan, I.R. 1978. Oceanic nitrogen isotopes and their uses in determining the source of sedimentary nitrogen. In: ROBINSON, B.W. (Ed.), *Stable Isotopes in the Earth Sciences*, DSIR Bull., **220**:9–26.
- Tohver, E.; D'agrella-Filho, M.S.; Trindade, R.I.F. 2006. Paleomagnetic Record of Africa and South America for the 1200-1500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**:193-222.
- Trompette, R. 1994. *Geology of gondwana (2000-500Ma)*. *Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350p.
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S., Walde, D., 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci*, **11**: 587–597.
- Tucker, M. & Wright, V.P. 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, 479p.
- Vidal, G; Palacios, T.; Gámez-Vintaned, J.A.; Balda, M.A.D.; Grant, W.F. 1994. Neoproterozoico-early Cambrian geology and paleontology of Ibéria. *Geological Magazine*, **131**(6):729-765.

- Vincent, W. F.; Gibson, J. A. E.; Pienitz, R.; Villeneuve, V.; Broady, P. A.; Hamilton, P. B.; Howard-Williams, C. 2000. Microbial ecosystems in the High Arctic Ice Shelf and implications for life on Snowball Earth. *Naturwissenschaften* **87**: 137-141.
- Wada, E.; Kadonaga, T.; Matsuo, S. 1975. <sup>15</sup>N abundance in nitrogen of naturally occurring substances and global assessment of denitrification from isotopic viewpoint. *Geochem. J.*, **9**:139– 148.
- Walde, D.H.R., 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**:641.
- Walker, R.G. & James N.P. (eds). 1992. *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canadá. 407p.
- Weaver C. E. 1958. *Geologic interpretation of argillaceous sediments*. AAPG Bulletin, V42, **2**:254-271.
- Weaver C. E. 1989. *Clays, muds and shales*. Developments in sedimentology, 44. 819p
- Wizevich, M.C. 1991. *Photomosaics of outcrops: Useful photographic techniques*, in: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Concepts. Sedimentology and Paleontology, *SEPM spec. pub.*, **3**:22-24.
- Wright, V.P. & Burchette, T.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**:3-57.
- Zaine, M.F. & Fairchild, T.R., 1985. Comparison of *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais Academia Brasileira de Ciências* **57**: 130.
- Zaine, M.F. & Fairchild, T. R. 1991. Considerações estratigráficas sobre os fósseis da Formação Tamengo (Vendiano/Cambriano, Mato Grosso do Sul, Brasil) e seu significado temporal. In: XII Congresso Brasileiro de Paleontologia, *Boletim de Resumos*, São Paulo, p.83.
- Zaine, M.F.1991. Análise de fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Universidade de São Paulo. 218p. (Tese de Doutorado).