



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 442**

**A CAPA CARBONÁTICA DO SUDOESTE DO CRÁTON  
AMAZÔNICO, ESTADO DE RONDÔNIA: NOVA OCORRÊNCIA  
E EXTENSÃO DOS EVENTOS PÓS-GLACIAÇÃO MARINOANA  
(635 Ma)**

**Dissertação apresentada por:**

**VALBER DO CARMO DE SOUZA GAIA**

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

---

**BELÉM  
2014**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA)

---

Gaia, Valber do Carmo de Souza, 1988-

A Capa carbonática do sudoeste do Cráton Amazônico, estado de Rondônia : nova ocorrência e extensão dos eventos pós-glaciação marinoana (635 Ma) / Valber do Carmo de Souza Gaia. – 2014

60 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2014.

1. Geologia estratigráfica. 2. Rochas carbonatadas - Rondônia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.7

---



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

**A CAPA CARBONÁTICA DO SUDOESTE DO CRÁTON  
AMAZÔNICO, ESTADO DE RONDÔNIA: NOVA  
OCORRÊNCIA E EXTENSÃO DOS EVENTOS PÓS-  
GLACIAÇÃO MARINOANA (635 Ma)**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
VALBER DO CARMO DE SOUZA GAIA**

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

**Data de Aprovação: 27 / 11 / 2014**

**Banca Examinadora:**

**Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira**  
(Orientador-UFPA)

**Prof. Cândido Augusto Veloso Moura**  
(Membro-UFPA)

**Prof. Joelson Lima Soares**  
(Membro-UFPA)

Dedico este trabalho à minha família  
(aos meus pais Valter e Marilda), grandes responsáveis pelo meu sucesso.

## AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida e por ter me dado oportunidades de conquistar meus objetivos;

Aos meus pais Valter e Marilda, pela inspiração de vida, baseada na luta cotidiana, caráter e fé em Deus;

À minha irmã Maísa;

À minha tia Precila pela difícil tarefa de ser minha madrinha e segunda mãe;

À minha namorada Sulsiene Machado, pelo companheirismo essencial para superar dificuldades;

À Universidade Federal do Pará e ao Programa de Pós graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG);

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo;

Ao INCT-GEOCIAM pelo financiamento das viagens necessárias para a realização do trabalho;

Ao Laboratório de Isótopos estáveis – NEG-LABISE –, da Universidade Federal do Pernambuco, em especial a Alcides Nóbrega Sial, pelas análises de isótopos de C e O.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira, um dos grandes responsáveis pelo meu crescimento profissional. Além disso, pela paciência e amizade durante esse período;

Aos Professores José Bandeira e Renata Hidalgo pelas colaborações durante o trabalho;

Ao Dr. Geólogo Rui Bahia da CPRM de Rondônia, pelo valioso apoio durante o trabalho de campo e pela oportunidade de conhecer um pouco do estado de Rondônia;

Ao Msc. Marcos Quadros da CPRM de Rondônia, pelas valiosas discussões sobre a geologia da região de Pimenta Bueno;

À CPRM de Rondônia, pelo apoio logístico durante o trabalho de campo;

Ao Doutorando Isaac Rudnitzki pela contribuição intelectual para este trabalho;

Aos amigos e colegas do grupo GSED.

*“O que sabemos é uma gota; o que ignoramos é um oceano”.*

(Isaac Newton)

## RESUMO

Na porção oeste da Bacia dos Parecis, Estado de Rondônia, inserida no sudoeste do Cráton Amazônico, rochas carbonáticas expostas nas bordas dos grábens Pimenta Bueno e Colorado têm sido consideradas como parte do preenchimento eopaleozoico da bacia. A avaliação das fácies/microfácies e quimioestratigrafia dessas rochas nas regiões de Chupinguaia e Pimenta Bueno, confirmou a ocorrência de dolomitos rosados que sobrepõem, em contato direto, diamictitos glaciais previamente interpretados como depósitos de leques aluviais. Trabalhos prévios reportaram excursão negativa de  $\delta^{13}\text{C}$ , também confirmados neste trabalho, com variações entre -4.6 e -3,8‰<sub>VPDB</sub> em Chupinguaia e média de - 3,15‰<sub>VPDB</sub> em Pimenta Bueno. Esse padrão, de sedimentação e quimioestratigráfico, ausente nas rochas paleozoicas, é comumente encontrado nos depósitos carbonáticos anômalos do Neoproterozoico. No sul do Cráton Amazônico, Estado do Mato Grosso, rochas com essas mesmas características são descritas como capas carbonáticas relacionadas à glaciação marinoana (635 Ma). Neste trabalho, consideramos que os dolomitos rosados sobre diamictitos, em Rondônia, fazem parte do mesmo contexto das capas carbonáticas encontradas no Mato Grosso. Adicionalmente, destaca-se o contato brusco e deformado do dolomito sobre o diamictito, presente em ambas as ocorrências, configurando-se uma das feições típicas das capas carbonáticas do Cráton Amazônico. Essa relação paradoxal, entre diamictito e dolomito, tem sido interpretada como produto da mudança rápida das condições atmosféricas de *icehouse* para *greenhouse*, e a deformação da base foi gerada pelo *rebound* isostático. A capa carbonática de Rondônia compreende duas associações de fácies (AF2 e AF3) que recobrem depósitos glacio-marinhos compostos por paraconglomerados polimíticos (Pp), e arenito seixoso laminado (Asl), da AF1. A AF2 consiste em *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação plana a quasi-planar e com truncamentos de baixo-ângulo (fácies Dp), megamarcas onduladas (fácies Dm) e laminações truncadas por ondas (fácies Dt), interpretada como depósitos de plataforma rasa influenciada por ondas. Esta sucessão costeira é sucedida pela AF3, que compreende as fácies: *dolomudstone/dolopackstone* e *dolomudstone/dolograinstone* com partição de folhelho (Df) e siltito laminado (Sl). A fácies Df compreende um pacote de 6 metros de dolomito com partição de folhelho, apresentando lâminas de calcita fibrosa (pseudomorfos de evaporito) e dolomitos com laminações onduladas de corrente. Sobrejacente à fácies Df, ocorre a fácies Sl, apresentando 5 metros de siltito argiloso com laminação plana. Esta associação é interpretada como depósitos de plataforma rasa influenciada por maré, sendo sobreposta discordantemente, em contato

angular, por depósitos glaciais do Eopaleozoico. Os valores isotópicos de C e O são negativos e refletem o sinal primário do C. No entanto, pode-se considerar uma leve influência da diagênese meteórica no sinal. As principais quebras nos sinais negativos podem estar associadas à influência meteórica, expressa pela substituição e preenchimento de poros por calcita e pela proximidade de superfícies estratigráficas, os quais refletem alguns padrões de alteração diagenética, representados nos sinais mais negativos. Diferentemente da capa carbonática do Mato Grosso, a capa de Rondônia possui níveis de pseudomorfos de evaporito e dolomitos com partição de folhelho (ritmito), em sucessão de fácies marinha rasa, onde os dolomitos de plataforma rasa influenciada por ondas passam para ritmitos e siltitos de plataforma rasa influenciada por maré (zona de inframaré), configurando uma sucessão retrogradante. Esta nova ocorrência de capa carbonática modifica a estratigrafia da base da Bacia dos Parecis, ao passo que exclui essas rochas carbonáticas da sequência eopaleozoica. Além disso, fornece informações que permitem reconstruir melhor a paleogeografia costeira da bacia neoproterozoica que acumulou os depósitos da plataforma carbonática do Grupo Araras, bem como estende os eventos pós-marinoanos ligados à hipótese do *Snowball/Slushball Earth* para o sudoeste do Cráton Amazônico, exposto no Estado de Rondônia.

**Palavras-chave:** Neoproterozoico. Capa Carbonática. Rondônia.



## ABSTRACT

In the Western Amazon Craton, specifically in Western Parecis Basin, Rondônia State, carbonate rocks exposed on border of Pimenta Bueno and Colorado Grábens are considered to be part of the eopaleozoic basin fill. The facies and microfacies analysis together with chemostratigraphy of these rocks in Chupinguaia and Pimenta Bueno Region, confirmed the occurrence of pinkish dolostone that overlies glaciogenic diamictite, previously interpreted as alluvial fan. Previous works reported  $\delta^{13}\text{C}$  negative excursions, confirmed in this work as well, ranging from  $-4.6$  e  $-3,8\text{‰}_{\text{VPDB}}$  in Chupinguaia, and average of  $-3,15\text{‰}_{\text{VPDB}}$  in Pimenta Bueno. This sedimentation and chemostratigraphic pattern, uncommon in paleozoic rocks, is widely found in the anomalous neoproterozoic carbonates. In the Southern Amazon Craton, Mato Grosso State, rocks with the same features were described as cap carbonates related to the Marinoan Glaciation (635 Ma). Therefore this work considers these dolostones at the same context of the cap carbonate in Mato Grosso. Additionally we stand out the sharp and loaded contact between dolostone and diamictite, which happens in both occurrences, and is seemingly a typical feature of cap carbonates in the Amazon Craton. This paradoxical relationship has been interpreted as rapid change from *icehouse* to *greenhouse* conditions, and the loaded contact is attributed to isostatic *rebound*. The Rondônia cap carbonate presents two facies associations (FA2 and FA3) that overlie glaciomarine deposits (FA1) subdivided in two facies: Polymitic paraconglomerates (Pp) and laminated pebbly sandstone (Asl). The FA2 consists into: peloidal *dolomudstone/dolopackstone* with planar to quasi-planar laminations and low-angle truncations (Dp), megarripple bedding (Dm) and wave truncated laminations. This association is interpreted as shallow platform deposits wave influenced. This coastal succession is overlaid by FA3, which comprises the facies: *dolomudstone/dolopackstone* and *dolomudstone/ dolograinstone* with shale parting (Df) and laminated shaly siltstone (Sl). Df comprises 6m-thick of dolomite with parting shale, showing laterally continuous laminations of fibrous calcite (pseudomorph of gypsum) and dolomite with current wavy lamination. The Sl comprises 5m-thick of planar-laminated shaly siltstone. This association is interpreted as shallow platform deposits tide influenced. Finally, this inner platform succession is overlaid unconformably, in angular contact, by eopaleozoic glaciogenic diamictite. The isotopic values of C and O are negative and reflect the primary signal of C, however it can be considered a slight influence of meteoric diagenesis in the signal. The main shifts in negative signals are associated with meteoric influences, expressed by replacement and pores filling by calcite, and also by its proximity of stratigraphic surfaces, which reflect some patterns of diagenetic

alteration, represented by the most negative signals. Differently from Mato Grosso cap carbonate, the Rondônia occurrence presents levels of pseudomorph of evaporites and dolomite with parting shale (rhythmites), order in succession of shallow marine facies, where the dolomites of wavy influenced shallow platform pass up-section to rhythmites and shaly siltstone of tide influenced shallow platform, setting up a retrogradational succession. This new occurrence of cap carbonate has strong implications to the stratigraphy of the base of Parecis Basin, since it excludes these carbonate rocks from the eopaleozoic sequence. Moreover, it provides information that allows reconstruct the coastal paleogeography of neoproterozoic basin that accumulated deposits of Araras Platform, as well extends the post-marinoan events of the *Snowball/Slushball Earth* hypothesis to the southwesternmost Amazon Craton, exposed in the Rondônia State.

Keywords: Neoproterozoic. Cap Carbonate. Rondônia.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização e acesso pelas rodovias aos afloramentos. ....	2
Figura 2. Capas carbonáticas relacionadas à glaciação neoproterozoica, com destaque para a capa da Formação Mirassol d'Oeste. ....	10
Figura 3. Distribuição das idades das principais capas carbonáticas no mundo, agrupadas nos respectivos estilos esturtiano e marinoano? (última glaciação criogeniana). Fonte: adaptado de Corsetti e Lorentz (2006). ....	11
Figura 4. Compilação dos dados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da era Neoproterozoica em comparação com os dados do perfil de Nogueira (2003) da Formação Mirassol d'Oeste. Fonte: Sansjofre <i>et al.</i> (2011). ....	12
Figura 5. Perfis mais representativos de $\delta^{13}\text{C}$ para as capas carbonáticas neoproterozoicas, correlatas às glaciações esturtiana e marinoana, no norte do Canadá (esquerda), na Plataforma Otavi, na Namíbia (centro) e na sucessão Adelaide, no sul da Austrália (direita). Fonte: Hoffman & Schrag (2002). ....	13
Figura 6. Compilação de dados de $\delta^{13}\text{C}$ ilustrando a variação isotópica do C perante as glaciações neoproterozoicas. Fonte: Halverson <i>et al.</i> (2005). ....	13
Figura 7. Províncias geotectônicas do Cráton Amazônico. Fonte: Tassinari & Macambira (1999). ....	15
Figura 8. Evolução geodinâmica e paleogeografia no Neoproterozoico. Fonte: Font (2005). ....	16
Figura 9: Carta estratigráfica proposta para a Bacia dos Parecis. Fonte: Bahia <i>et al.</i> (2006). ....	17
Figura 10: Quadro litoestratigráfico do Grupo Araras. Fonte: Nogueira (2003). ....	19
Figura 11. Perfis da Capa neoproterozoica do Cráton Amazônico, nas regiões de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste (estratótipo) apresentando excursão isotópica de C e O e a distribuição vertical dos principais microfósseis presentes no topo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia, na Mina Terconi. ....	21
Figura 12. Contato superior (superfície 4) da sucessão de capa carbonática com o arenito lítico com blocos (detalhe), representado por uma discordância angular (linha vermelha) que separa a sequência neoproterozoica da paleozoica. ....	23
Figura 13. Perfis da capa carbonática de Rondônia, nas proximidades da Mina CMR (A), na Mina (desativada) (B) e na região de Chupinguaia (C). ....	25
Figura 14. Diamictito glacial representado pelas fácies para- e ortoconglomerado polimítico. Paraconglomerado polimítico com clastos exóticos e dispersos, podendo estar estriados (A) e facetados (B). Ortoconglomerado polimítico de matriz arenosa com clastos arredondados e facetados de composição diversa, como granitoides (C) e seixos de quartzo (D). ....	26

- Figura 15. Fácies arenito laminado seixoso (Asl) apresentando: A) marcas onduladas na superfície; B) laminação cruzada cavalgante supercrítica; C) e D) seixos de formas variadas, alguns angulosos. .... 27
- Figura 16. Contato deformado entre diamictito glacial e dolomito laminado. A) contato parcialmente encoberto, porém, mostrando o arenito laminado, com marcas onduladas (D) em contato direto com o dolomito (B), o qual apresenta deformação, que diminui de intensidade em direção ao topo, até formar laminação planar (C). Em planta, as camadas formam dobras do tipo desarmônica e de caráter plástico, típico de deformação sinsedimentar. .... 30
- Figura 17. *Dolomudstone/Dolopackstone* peloidal apresentando: A) dolomito de coloração rosada com laminação planar; B) dolomito com laminação plana a quasi-planar (linhas tracejadas), com fábrica fitada de estilólito formando pseudolaminação irregular; C) dolomito com laminação quasi-planar com macropeloides; D) dolomita com truncamentos de baixo ângulo (linhas tracejadas). .... 31
- Figura 18. *Dolomudstone/Dolopackstone* apresentando internamente laminação ondulada e laminação cruzada *hummocky* (setas). .... 31
- Figura 19. Afloramento apresentando acamamento de megamarcas onduladas, com mudança, em direção ao topo, da fase da onda, então observada na figura à direita onde a convexidade da onda migra para a esquerda. .... 32
- Figura 20. Ritmito da fácies Df com: A) visão geral em afloramento; B) detalhe para a partição de folhelho; C) ritmicidade em escala centimétrica a submilimétrica; D) laminações onduladas de corrente com índice baixo da marca ondulada; E) laminações de folhelho como planos de compactação química (*dissolution seams*) em fotomicrografia (nicois //). .... 34
- Figura 21. Amostras de laminações de calcita fibrosa separadas por lâminas de siliciclásticos de coloração marrom. A calcita apresenta textura de evaporito, e é interpretada como um pseudomorfo de evaporito. .... 34
- Figura 22. Microfácies *dolomudstone* com laminação peloidal (A) alternada com laminação de dolomita microcristalina levemente neomorfisada. A figura B mostra a presença de peloides marcada pelo cimento interpeloidal de dolomita equidimensional bordejando esses peloides. A e B: nicois |. .... 37
- Figura 23. Feições características da microfácies *Dolomudstone/Dolopackstone*: A) grande concentração de peloides com textura grumosa; B) detalhe para peloides com formas arredondados a elipsoidais podendo estar aglutinados (grumos) ou individualizados; C) cimento equidimensional nos espaços interpeloidais; D) poro *vug* com cimento de dolomita euédrica nas bordas; E) laminação de folhelho caracterizada como *dissolution seams* intercalada com laminações de peloides grandes e pequenos (*dolopackstone*); F) presença de cimento de anidrita nos poros *vugs* ..... 38
- Figura 24. Texturas da microfácies *dolomudstone/dolograinstone*: A) dolomitos peloidais com textura grumosa, porém apresentam peloides bem individualizados e com cimento de calcita nos espaços interpeloidais, caracterizando um *dolograinstone*, onde ocorrem associadas lâminas de *dolomudstone*; B) grumo peloidal formado pela junção de peloides menores. Notar a presença de cimento de calcita, inter e intrapeloidal (setas); C) substituição do dolomicrito por calcita e preenchimento de fratura; D) substituição quase total do dolomicrito por calcita,

- onde forma grandes cristais poiquilotópicos com bordas anedrais destacadas pela extinção dos cristais em ângulos diferentes..... 39
- Figura 25. Calcita poiquilotópica envolvendo matriz dolomítica peloidal (A). A figura B mostra o detalhe de um cristal de calcita que aparentemente preenche porosidade, no entanto é apenas uma porção de um único cristal que envolve o dolomito. .... 41
- Figura 26. Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  indicando ausência de covariância e pouco indício de alteração diagenética. Os valores circulados podem ter sido parcialmente alterados pela diagênese meteórica e por eventos termais relacionados à colocação de rochas básicas (bolas bancas). .... 43
- Figura 27. Perfis da capa carbonática onde foram obtidos os valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e seu ambiente deposicional associado. .... 45
- Figura 28. Evolução paleoambiental da capa carbonática de Rondônia. Símbolo: T=Tempo 49
- Figura 29. Correlação indireta entre as capas carbonáticas de Rondônia e Mato Grosso (regiões de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste). .... 51
- Figura 30. Comparação dos aspectos petrográficos entre as capas carbonáticas. A/A': intercalação de laminações de dolomito apresentando poucos peloides (a) e porosidade *vug* (p) e lâminas de micro a macropeloides com poucos poros. B/B': macropeloides com cimentação interpeloidal de dolomita (D) – figura B – e calcita (Ca) – figura B' –, e cimento intrapeloidal (entre micropeloides que formam os macropeloides), indicados pela seta amarela. C/C': textura grumosa dos micropeloides e peloides individualizados (seta). D/D': cimento de dolomita euédrica nas bordas de poros *vugs*. .... 52

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1. Descrição das fácies e associação de fácies da capa carbonática de Rondônia .....	24
Tabela 2. Valores dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da capa carbonática de Rondônia .....	44

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>v</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>ix</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO .....	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
<b>2 MÉTODOS</b> .....	<b>4</b>
2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	4
2.2 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	4
2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA.....	4
2.4 ISÓTOPOS DE C E O.....	5
<b>3 NEOPROTEROZOICO</b> .....	<b>7</b>
3.1 AS GLACIAÇÕES NEOPROTEROZOICAS.....	7
3.2 CAPAS CARBONÁTICAS.....	9
3.3 IDADES.....	10
3.4 QUIMIOESTRATIGRAFIA.....	11
<b>4 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>14</b>
4.1 O SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	14
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL DA CAPA CARBONÁTICA DE RONDÔNIA.....	16
4.2.1 Bacia dos Parecis.....	16
4.3 A CAPA CARBONÁTICA DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	18
<b>5 A NOVA OCORRÊNCIA DE CAPA CARBONÁTICA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, RONDÔNIA, BRASIL</b> .....	<b>22</b>
5.1 FÁCIES E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	22
5.1.1 Generalidades.....	22
5.1.2 Associação de fácies 1 (AF1): Glacio-Marinho.....	26
5.1.3 Associação de fácies 2 (AF2): Plataforma rasa influenciada por ondas.....	29
5.1.4 Associação de fácies 3 (AF3): Plataforma rasa influenciada por maré.....	33
5.2 PETROGRAFIA.....	35
5.2.1 <i>Dolomudstone</i> com laminação peloidal.....	36
5.2.2 Dolomudstone/dolopackstone peloidal.....	37
5.2.3 Dolomudstone/dolograinstone peloidal.....	38
5.2.4 Aspectos Diagenéticos.....	40
5.3 ISÓTOPOS DE C E O.....	41
5.4 ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL.....	46
5.4.1 Superfícies estratigráficas.....	46
5.4.2 Modelo de Evolução Paleoambiental.....	47
<b>6 DISCUSSÃO SOBRE AS OCORRÊNCIAS DE CAPA CARBONÁTICA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO</b> .....	<b>50</b>
6.1 FÁCIES E PALEOAMBIENTE.....	50
6.2 PETROGRAFIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS.....	51
6.3 ISÓTOPOS.....	53
<b>7 CONCLUSÕES</b> .....	<b>54</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>56</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

As camadas carbonáticas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais de idade neoproterozoica são denominadas de capas carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002, Kennedy 1996). Estes depósitos, geralmente dolomitos e calcários ricos em cimento, foram gerados em ambientes sem análogos modernos. Apresentam excursões isotópicas negativas de carbono e um conjunto de estruturas com gênese ainda pouco entendida (estruturas em tubo, estromatólitos formados por cristais, leques de cristais de calcita, etc.). Diversos modelos têm sido aventados para explicar esta associação particular entre glaciação e capas carbonáticas com excursões isotópicas, sendo que a mais discutida atualmente é a hipótese de *Snowball/Slushball Earth* (Hoffman *et al.* 1998, Hyde *et al.* 2000, Kirschvink 1992). Esta hipótese advoga que o planeta foi coberto por gelo por milhões de anos, porém com áreas descobertas, como na zona equatorial. Estas condições foram sucedidas por um rápido degelo em poucas centenas de anos devido ao súbito aparecimento de condições de efeito estufa, com a deposição das capas carbonáticas.

No Brasil, os primeiros registros de capa carbonática documentados na Plataforma Sul-Americana encontram-se na margem sul do Cráton Amazônico, nos depósitos da Plataforma Carbonática do Grupo Araras, com a identificação de uma capa carbonática depositada após a última glaciação do Criogeniano de 635 Ma (Nogueira 2003; Nogueira *et al.* 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Soares & Nogueira 2008). As principais ocorrências são na mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste e em Tangará da Serra, ambas no Estado do Mato Grosso, Centro-Oeste do Brasil (figura 1). Este trabalho pretende investigar os registros de depósitos carbonáticos sobrepondo diamictitos glaciais, considerados como uma capa carbonática neoproterozoica, encontrados no Estado de Rondônia, região Norte do Brasil, entre as localidades de Pimenta Bueno e Chupinguaia, a cerca de 600 km a sudeste das ocorrências consagradas de capa carbonática marinoana no Estado do Mato Grosso (figura 1). Estes depósitos foram previamente interpretados como depósitos de leques aluviais e frente deltaica, inseridos na Formação Cacoal de idade neo-ordoviciana, atribuídos à Bacia dos Parecis (Bahia 2007) (figura 1). A avaliação estratigráfica e faciológica destes depósitos carbonáticos, considerados neste trabalho como uma capa carbonática relacionada aos eventos pós-glaciais da última glaciação criogeniana, vem também comprovar, pela primeira vez, estratos desta idade ligados ao Evento Pan-Africano-Brasiliano no Estado de Rondônia.



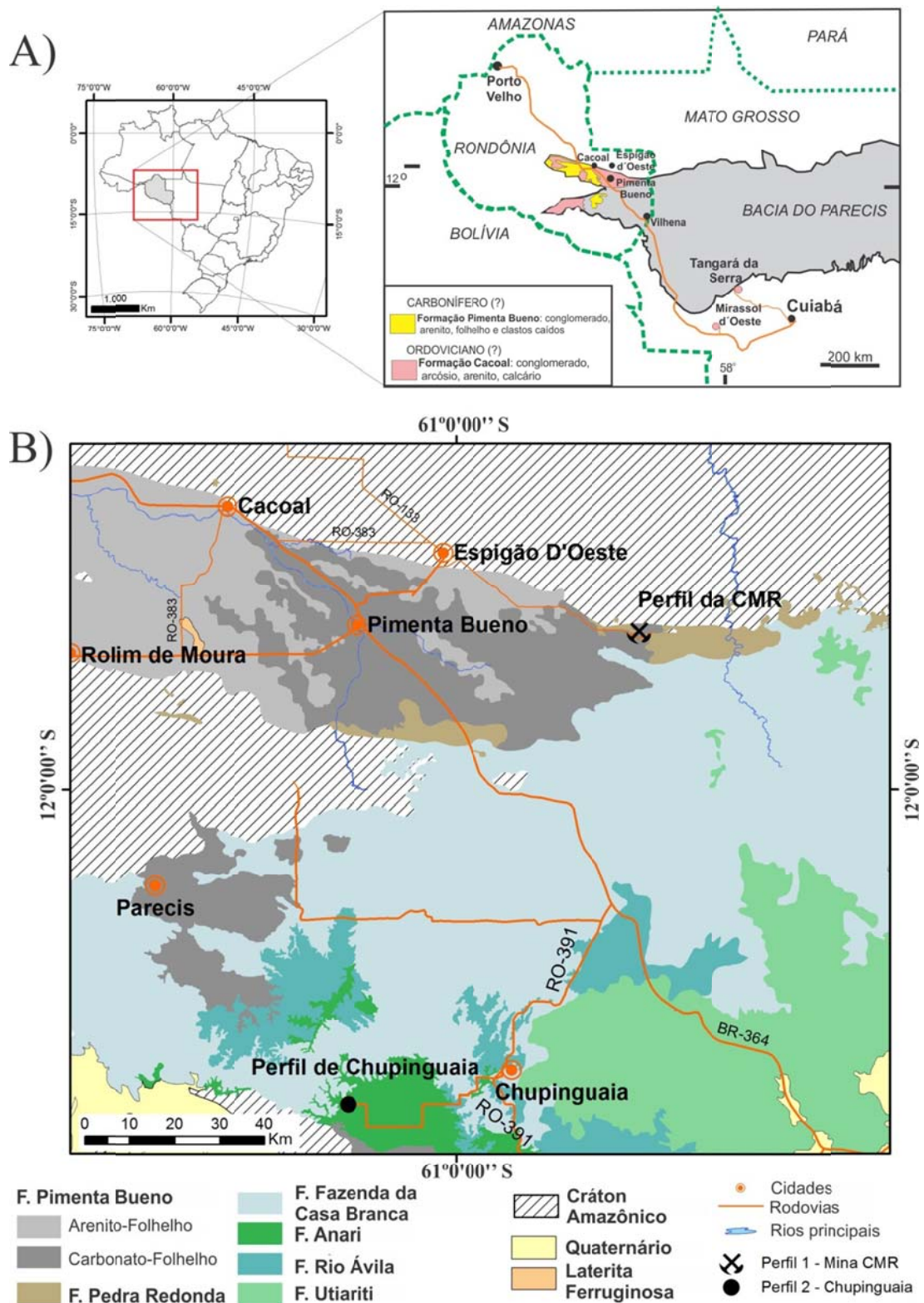


Figura 1. A) Mapa geral de localização e acesso pelas rodovias aos afloramentos. B) Mapa geológico simplificado com detalhes dos acessos aos afloramentos. Fontes: A) modificado de Bahia *et al.* (2006); B) adaptado de Quadros & Rizzoto (2007).

## 1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se próxima aos municípios de Chupinguaia e Pimenta Bueno na porção sudeste do Estado de Rondônia, Amazônia, Brasil (figura 1). O acesso ao Município de Chupinguaia é feito a partir de Porto Velho pela rodovia BR-364 até próximo ao município de Vilhena, onde então segue pela RO-391 até a localidade sede do município. O Município de Pimenta Bueno localiza-se a norte de Chupinguaia e seu acesso se dá pela rodovia BR-364, que corta a sede do município.

O afloramento de Chupinguaia localiza-se a cerca de 50 km a sudoeste da cidade, seguindo pela estrada vicinal até o ponto nas coordenadas 12°37'44.11" S e 61°12'34.82" O. O afloramento de Pimenta Bueno localiza-se no extremo norte do município e seu acesso ocorre da rodovia BR-364, pelo município de Espigão d'Oeste, acessando a RO-387 até a sede do município, onde então segue à direita pela rodovia RO-133 até a mina de calcário da CMR (Companhia de Mineração do Estado de Rondônia), nas coordenadas 11°40'44.50" S e 60°38'23.67" O.

## 1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é comprovar a extensão dos eventos pós-glaciais ligados à hipótese *Snowball Earth* para a porção SE do Estado de Rondônia, desmitificando a idade eopaleozoica para a sucessão basal da Bacia dos Parecis.

Como objetivos específicos destacam-se: a) análise paleoambiental da nova ocorrência de capa carbonática nas regiões de Chupinguaia e Pimenta Bueno, Rondônia; b) definição estratigráfica dessa sucessão neoproterozoica exposta no Sudoeste do Cráton Amazônico; c) avaliação dos isótopos de carbono e oxigênio da capa carbonática e; d) correlação regional e global com os eventos pós-glaciação marinoana (635 Ma).

## 2 MÉTODOS

Para o desenvolvimento do trabalho foram aplicados os seguintes métodos: a) análise faciológica, estratigráfica, petrográfica, mineralógica e de isótopos de C e O.

### 2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Na análise faciológica foi aplicado o modelo de fácies de Walker (1992, 2006), através da: *i*) individualização e descrição das fácies baseados nos critérios de litologia, estruturas sedimentares e aspectos paleontológicos de uma unidade estratigráfica, sempre combinando as observações feitas em suas relações espaciais e as características internas; *ii*) compreensão dos processos sedimentares atuantes durante sua geração; *iii*) associação de fácies que apresentem alguma significância ambiental, agrupando em fácies contemporâneas e cogenéticas, que reflitam os diversos ambientes deposicionais presentes em um determinado sistema deposicional. A análise faciológica foi auxiliada pela confecção de perfis colunares e seções panorâmicas, estas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos. A coleta sistemática de amostras foi realizada em função das diferentes fácies. Para fins práticos a coleta seguiu-se a cada 20 cm nas fácies carbonáticas (espaçamento adequado para análise de isótopos) e de forma representativa nas demais fácies.

### 2.2 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A análise estratigráfica refere-se à utilização das fácies e sucessões de fácies para a identificação de superfícies limitantes, embasadas na estratigrafia de sequências. Esses conceitos são usados para a interpretação da variação de profundidade, ciclos de sedimentação e tratos de sistemas, e são importantes na reconstrução paleoambiental (Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988). Devido à escassez ou ausência de fósseis, será utilizada a geoquímica de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, muito utilizada em rochas neoproterozoicas, em correlações estratigráficas a nível global (Halverson *et al.* 2004, 2005).

### 2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

A partir das amostras coletadas sistematicamente foram confeccionadas lâminas petrográficas sem lamínulas para a análise das microfácies, bem como identificação das principais texturas, feições diagenéticas e componentes (cimento, grãos, poros) e, finalmente, a interpretação paleoambiental das rochas carbonáticas estudadas. O termo microfácies é aplicado a toda descrição e interpretação de dados sedimentológicos e paleontológicos obtidos através de seções delgadas de rochas sedimentares (Flügel 2004).

Para a classificação de microfácies foi utilizada a proposta modificada de Dunham (1962), baseada na relação matriz ou cimento/componentes aloquímicos, no qual os termos microfaciológicos podem expressar a energia do ambiente deposicional. Os termos são: *grainstone*, grãos sem matriz; *packstone*, grãos em contato, com matriz; *wackestone*, grãos grossos flutuando em uma matriz e; *mudstone*, com menos de 10% ou sem grãos. Os termos podem ser qualificados para dar informações da composição, p.e. *grainstone* oolítico, *mudstone* peloidal, etc.

Apenas nas amostras de carbonatos foi aplicado ferricianeto de potássio ( $K_3Fe(CN)_6$ ) a uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico, em combinação com Alizarina vermelha-S a uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico (Dickson 1966). As lâminas petrográficas são mergulhadas na mistura das duas soluções para distinguir entre dolomita ferrosa (verde pálido) e não-ferrosa (incolor) e calcita ferrosa (azul a malva) e não-ferrosa (vermelho).

Em algumas amostras a mineralogia foi identificada por difração de raios-X (DRX). Para tal, as amostras selecionadas foram pulverizadas (método do pó) e levadas para análise no difratômetro modelo X'Pert MPD-PRO (PW 3040/60) PANalytical, equipado com goniômetro PW3050/60( $\theta$ - $\theta$ ) e ânodo de Cu ( $K_{\alpha 1} = 1,540598 \text{ \AA}$ ) modelo PW3373/00, foco fino longo, filtro  $K_{\beta}$  de Ni, detector X'Celerator RTMS (*Real Time Multiple Scanning*) no modo *scanning* e com *active length* 2,122°, pertencente ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. A identificação mineralógica foi efetuada com o auxílio do software X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

## 2.4 ISÓTOPOS DE C E O

Devido à baixa frequência de fósseis e material para datação absoluta, as sucessões carbonáticas neoproterozoicas são correlacionadas através do estudo da variação dos isótopos de  $^{13}C$  e das razões de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (Jacobsen & Kaufman 1999). As expressivas variações isotópicas das águas do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozoicas (Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). A composição isotópica de depósitos marinhos carbonáticos reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar através do tempo geológico. O resultado dos isótopos depende da preservação do valor primário, ou seja, da ausência de alteração diagenética nos isótopos de C presentes no carbonato. Para evitar conclusões errôneas do sinal isotópico, é preciso determinar o grau de

alteração diagenética, que envolve a análise textural macroscópica e petrográfica, além da utilização dos parâmetros propostos por Jacobsen & Kaufman (1999), como a ausência de covariância dos valores entre o C e O e o quanto esses valores desviam da curva da diagênese expressa nos gráficos de *cross plot*.

A análise isotópica foi realizada nas amostras de dois perfis estratigráficos. As alíquotas foram retiradas das porções dolomíticas, sem sinais de alteração diagenética significativa e de alteração intempérica. A preparação foi realizada no Laboratório de sedimentologia (GSED) da Universidade Federal do Pará e as amostras foram enviadas para o Laboratório de Isótopos Estáveis – NEG-LABISE –, da Universidade Federal do Pernambuco. As análises são de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Nas amostras que apresentaram delgada intercalação de dolomito e siltito e/ou folhelho foram feitas microperfurações buscando atingir apenas os dolomitos, para posteriormente serem desagregadas até atingir a fração argila.

Nas análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  as amostras foram submetidas à reação com ácido fosfórico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) ( $d > 1.92 \text{ g/cm}^3$ ) a  $25^\circ\text{C}$ , durante 24 horas. Nas 12 primeiras horas o gás correspondente à reação com a dolomita foi eliminado, e após as 24 horas o gás  $\text{CO}_2$ , resultado da reação do ácido fosfórico com a dolomita, foi extraído em linha de alto vácuo e analisado pelo espectrômetro de massa do NEG-LABISE. Os resultados apresentam a notação internacional delta ( $\delta$ ) em per mil (‰), e os padrões usados foram o VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnites*) para o carbono e oxigênio.

### 3 NEOPROTEROZOICO

#### 3.1 AS GLACIAÇÕES NEOPROTEROZOICAS

O Neoproterozoico é um período de intensas mudanças ambientais de escala global, desde a separação do supercontinente Rodínia e geração de margens passivas até a junção e fechamento desses mares e bacias costeiras para a posterior formação do Gondwana. Concomitantemente, ocorreram drásticas mudanças climáticas com extremas glaciações que alcançaram baixa latitude, seguidas por um período de rápido aquecimento e aparecimento súbito de condições de efeito estufa (Allen & Hoffman 2004, Halverson *et al.* 2004, Xiao *et al.* 2004, Trindade *et al.* 2003). Essa associação incomum foi inicialmente explicada pela hipótese clássica do *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998, Kirschvink 1992), que posteriormente foi complementada pela hipótese do *Slushball Earth* (Hyde *et al.* 2000), ao passo que a teoria inicial do *Snowball Earth* sofreu adaptações (Hoffman 2009). Os registros desses episódios estão depositados nas margens cratônicas e faixas móveis em todo o mundo sob a forma de depósitos glaciais sobrepostos por depósitos carbonáticos sem hiato deposicional entre eles, indicando um repentino retorno de condições quentes (Fairchild & Hambrey 1984, Hoffman & Schrag 2002, James *et al.* 2001, Nogueira *et al.* 2003, 2007). Estes depósitos carbonáticos são denominados de capas carbonáticas (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Kennedy 1996).

Baseada em dados paleomagnéticos, a hipótese do *Snowball Earth* postula que o planeta foi coberto totalmente por uma camada dinâmica de gelo com espessura variável de dezenas a centenas de metros, que avançava sob seu próprio peso em direção ao equador, onde sua espessura era menor (Hoffman 2009). A ideia sustenta-se no fato da ocorrência de muitos depósitos glaciais em baixas paleolatitudes durante o Neoproterozoico (Kirschvink 1992, Hoffman & Li 2009). A grande concentração de massas continentais (continentalização) em médias a baixas latitudes – situação sem precedentes na história da terra – resultou em grande intemperismo dos silicatos, o qual seria um dos grandes responsáveis por reduzir as concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico, resfriando o planeta e resultando em uma atmosfera com poucas nuvens (Hoffman & Schrag 2002, Kirschvink 1992). Nessas condições uma glaciação poderia desencadear o aumento desenfreado do albedo da terra, como consequência da diminuição do nível do mar, o que expôs massas continentais e mares epicontinentais (Kirschvink 1992). Dessa forma, as massas de ar tropicais ficariam mais rarefeitas, enfraquecendo as células de convecções (células de Hadley)

e reduzindo o transporte de calor para a faixa equatorial, diminuindo da mesma forma transporte de calor oceânico.

Essas condições em conjunto seriam as responsáveis pelo desencadeamento das glaciações neoproterozoicas (Hoffman & Schrag 2002). A velocidade de avanço do gelo é incerta, inicialmente havendo resistência ao avanço devido ao calor do oceano, porém sendo rapidamente superada. Existem dúvidas se o gelo cobriu o oceano como um todo, havendo dentro da teoria especulações a respeito de polínias (regiões de água entre os bancos de gelo), onde as concentrações de calor seriam retidas pela incidência solar (Kirschvink 1992). Após o período de extrema glaciação, condições reversas de albedo começaram a se estabelecer devido ao grande acúmulo de CO<sub>2</sub> atmosférico, causado pela atividade vulcânica, gerando um efeito estufa e provocando a deglaciação do planeta. A passagem de condições de *icehouse* para *greenhouse* ocorre bruscamente, impulsionada pelo *feedback* reverso do albedo. Assim, a queda do albedo terrestre deve ter ocorrido mais rápido que o consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico pelo intemperismo dos silicatos (Caldeira & Kasting 1992, Kirschvink 1992).

Um fato intrigante na hipótese é a respeito da continuidade da vida. O esperado para condições climáticas tão extremas seria que a vida se extinguisse por completo, porém o que se observa é o contrário (Grey 2005, Moczydlowska 2008). A irradiação e diversificação da vida ocorrem logo após os eventos. Nessas condições catastróficas, a vida na terra tenderia a deixar de existir, pois o mar coberto pelo gelo causaria anoxia oceânica e impediria a fotossíntese. No entanto, a hipótese advoga que a vida teria resistido nos veios hidrotermais, nas polínias e rachaduras do gelo. O aparecimento e irradiação dos metazoários, como na fauna de Ediacara, podem ser usados como exemplo, indicando que o *Snowball Earth* teria agido como filtro ambiental na evolução da vida, funcionando com um gatilho evolutivo para algumas espécies (Hoffman & Schrag 2002).

Simulações paleoclimáticas feitas por Hyde *et al.* (2000) formaram a base para a hipótese do *Slushball Earth*, que aceita a ideia de uma glaciação de grande escala, porém não global, com grandes áreas de mar aberto nos oceanos equatoriais (refúgios), o que permitiria a sobrevivência de metazoários e outras formas de vida. Esta hipótese é mais consistente com os dados paleontológicos do final do Neoproterozoico (Grey 2005, Moczydlowska 2008), o que também coincide com um dos eventos biológicos mais importantes da história da Terra, a “explosão cambriana”.

### 3.2 CAPAS CARBONÁTICAS

Os depósitos glaciais neoproterozoicos apresentam distribuição em âmbito global e estão bruscamente intercalados com sucessões carbonáticas marinhas. Os episódios glaciais mais importantes, conhecidos no Neoproterozoico, são divididos em três: Esturtiano, ocorrido a cerca de 710 Ma; Marinoano, ocorrido há 635 Ma; e o Ediacarano (*Gaskiers*), ocorrido por volta de 580 Ma (Fairchild & Kennedy 2007, Knoll *et al.* 2004).

As capas carbonáticas apresentam uma série de características sedimentológicas e geoquímicas que as diferenciam dos demais depósitos carbonáticos. As feições sedimentológicas incluem estruturas em tubo associadas a estromatólitos, *molar tooth*, acamamento de megamarcas onduladas e leques de cristais (*crystal fans*). Apresentam pouca espessura do pacote sedimentar (apenas alguns metros) e uma característica intrigante é o fato de estarem depositadas diretamente sobre diamictitos glaciais, sem qualquer evidência de hiato deposicional. Outra característica comum das capas carbonáticas são as excursões isotópicas fortemente negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ . Os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  para plataformas carbonáticas do Neoproterozoico Superior anteriores à glaciação são positivas, com valores em torno de +8 a +9‰, enquanto que em capas carbonáticas as excursões de  $\delta^{13}\text{C}$  mostram-se negativas, em torno de -2 a -6‰ (Kaufman & Knoll 1995).

O Criogeniano é o período chave para a hipótese do *Snowball Earth*, pois apresenta duas glaciações de magnitude global (esturtiana e marinoana), as quais registram capas carbonáticas de estilos distintos (Corsetti & Lorentz 2006). O estilo esturtiano de capa carbonática é caracterizado por depósitos ricos em matéria orgânica, finamente laminados, com laminações rítmicas, estruturas *roll-up* e valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  na base, que aumentam rapidamente para valores positivos em alguns metros da sequência. O estilo marinoano mostra rochas de coloração mais clara e a presença de estruturas anômalas, com estruturas em tubo, leques de cristais (pseudomorfos de aragonita ou barita) e acamamento de megamarcas onduladas. Além disso, os valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  na base continuam negativos até o topo da capa carbonática (Corsetti & Lorentz 2006, Hoffman & Schrag 2002, Kennedy 1996).

O continente sul-americano representa uma das últimas fronteiras na documentação das capas carbonáticas neoproterozoicas (Nogueira *et al.* 2003), com a identificação das estruturas anômalas peculiares e com as análises isotópicas da capa carbonática marinoana da



Formação Mirassol d'Oeste (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007), a qual passou a ser incluída na literatura internacional (figura 2).

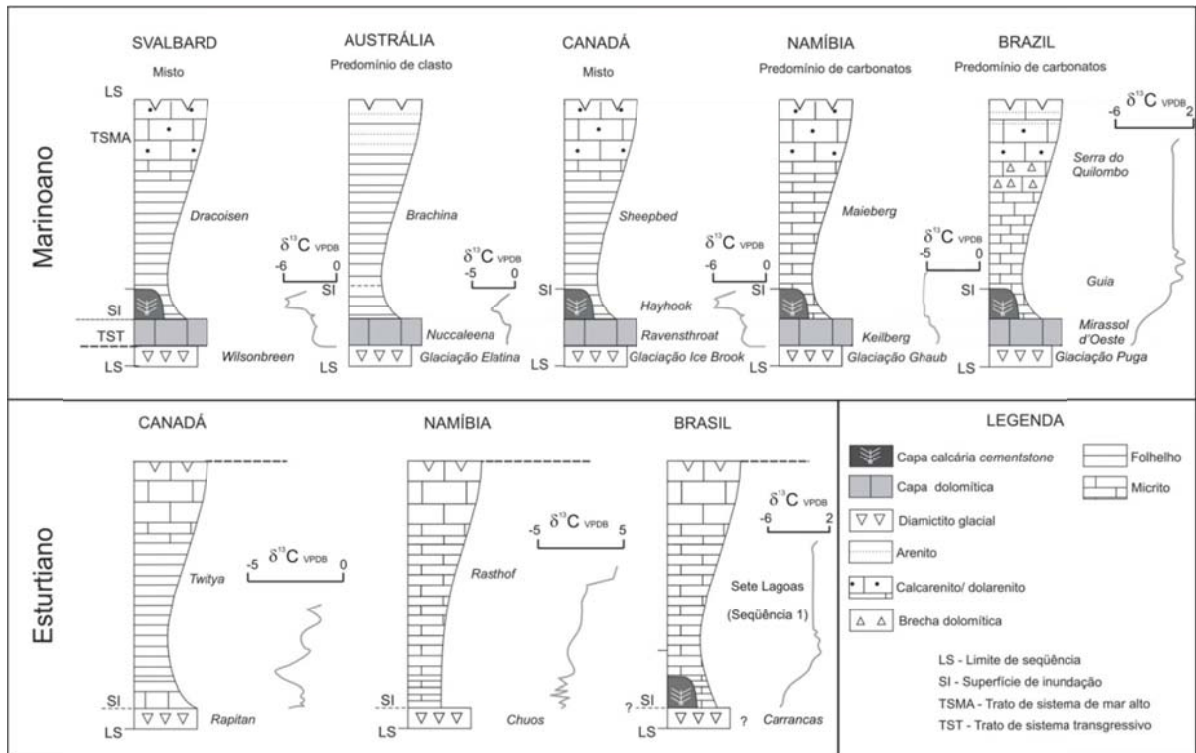


Figura 2. Capas carbonáticas relacionadas à glaciação neoproterozoica, com destaque para a capa da Formação Mirassol d'Oeste. Fonte: Hidalgo (2007).

### 3.3 IDADES

Em várias partes do mundo foi possível datar as capas carbonáticas marinoanas por idades radiométricas (figura 3), a exemplo da capa Doushantuo no sul da China, com a datação direta pelo método U-Pb em zircões extraídos de cinzas vulcânicas acima do contato com o diamictito (Condon *et al.* 2005). A idade obtida foi de  $635.2 \pm 0.6$  Ma. No Grupo Otavi, na Namíbia, as idades são concordantes, cerca de  $635.51 \pm 0.54$  (Hoffmann *et al.* 2004). No Brasil, a datação da Formação Mirassol d'Oeste foi feita diretamente pelo método Pb-Pb fornecendo idade de  $622 \pm 33$  Ma, sendo coerente com as encontradas na China e na Namíbia (Romero *et al.* 2013).

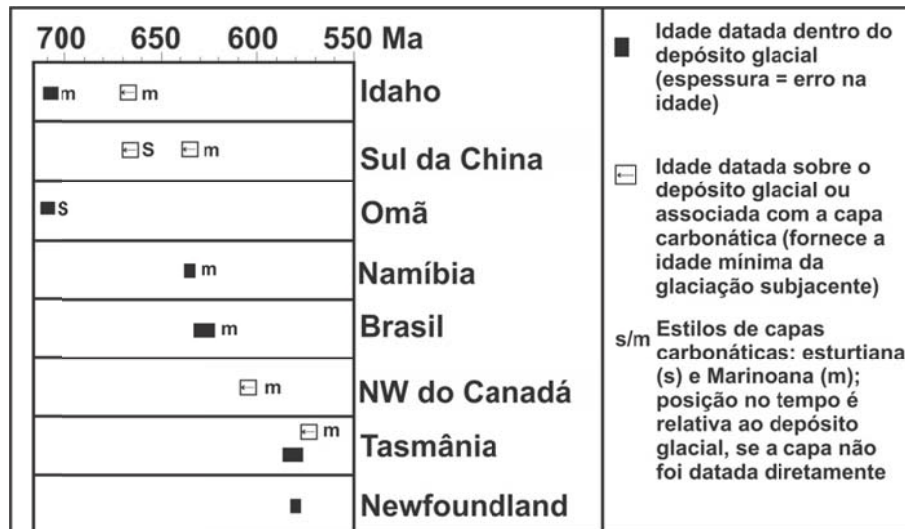


Figura 3. Distribuição das idades das principais capas carbonáticas no mundo, agrupadas nos respectivos estilos esturtiano e marinoano? (última glaciação criogeniana). Fonte: adaptado de Corsetti & Lorentz (2006).

### 3.4 QUIMIOESTRATIGRAFIA

O Neoproterozoico mostra um constante aumento regular das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , com aumentos abruptos em 775, 635 e 580 Ma (Halverson *et al.* 2010, Sansjofre *et al.* 2011). Anteriormente à glaciação esturtiana, as razões são sempre inferiores a 0.7070 e após esse momento, aumenta progressivamente, chegando a valores de 0.7080 na glaciação marinoana e continua crescendo no período posterior (figura 4) (Halverson *et al.* 2010, Sansjofre *et al.* 2011). Na Formação Mirassol d'Oeste os valores estão entre 0.7074 e 0.7090, com média em 0.7078, concordantes com os da glaciação marinoana (Nogueira *et al.* 2007).

Os dados dos isótopos de  $\text{C}^{13}$  são utilizados para correlação entre rochas carbonáticas (Halverson *et al.* 2010). As glaciações inibem a atividade de microrganismos que consumiriam o carbono orgânico, concentrado no mar. Essa relação entre isótopos de carbono orgânico ( $\text{C}^{12}$ ) e  $\text{C}^{13}$  resulta em valores negativos para as rochas pós-glaciais. Os estudos isotópicos são encontrados em todas as capas do mundo, porém grande parte desses estudos está concentrada nas capas da Namíbia, Austrália e Canadá, os quais promovem uma boa resolução isotópica para o  $\text{C}^{13}$  (figura 5), fornecendo um excelente arcabouço quimioestratigráfico para correlação com as demais capas no mundo, como no Brasil. A compilação mais ampla dos dados de  $\delta^{13}\text{C}$  foi feita por Halverson *et al.* (2005, 2010) (figura 6).

Os isótopos das capas formadas pós glaciação esturtiana mostram na base valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , que aumentam rapidamente para valores positivos em alguns metros da

sequência. Nas capas pós glaciação marinoana ocorre o oposto, pois os valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  na base tornam-se mais negativos até o topo da capa carbonática (Corsetti & Lorentz 2006). A figura 5 elucida esses valores, onde destacam-se aqui os das capas pós glaciação marinoana, com  $\delta^{13}\text{C}$  por volta de  $-2$  a  $-3\%$  nas capas dolomíticas e valores mais negativos por volta de  $-5\%$  nas capas calcárias.

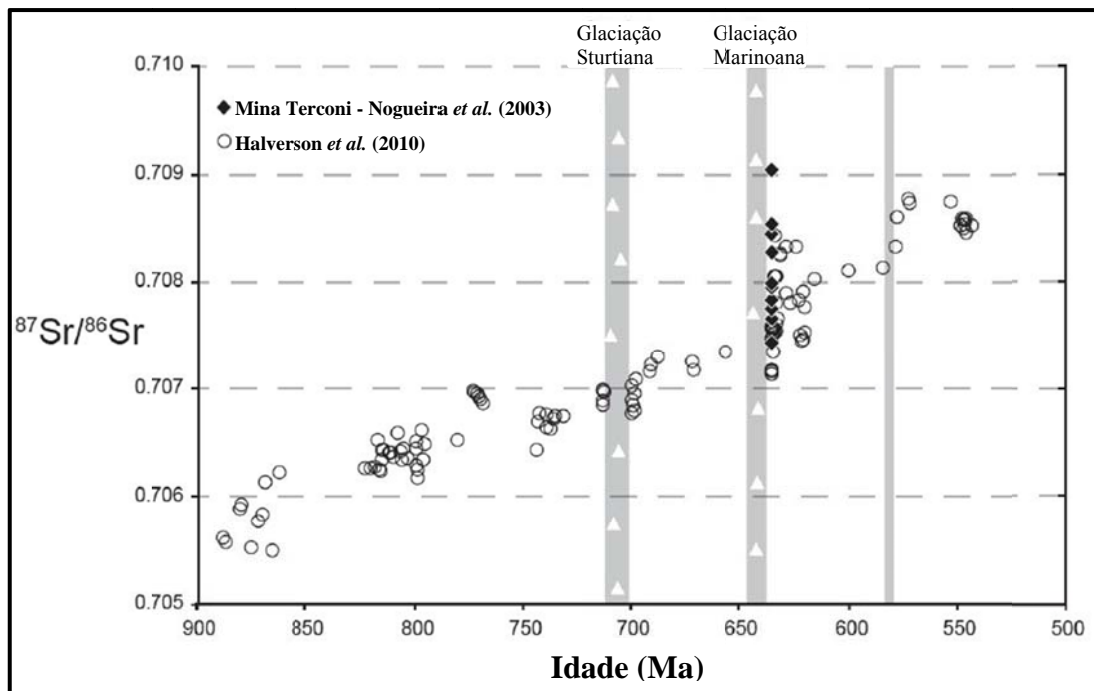


Figura 4. Compilação dos dados das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do Neoproterozoico em comparação com os dados do perfil de Nogueira (2003) da Formação Mirassol d'Oeste. Fonte: Sansjofre *et al.* (2011).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  podem ser utilizados para indicar o sinal primário ou diagenético. O isótopo de oxigênio altera seus valores mais facilmente que os isótopos de C, que por sua vez preservam seus valores primários (Jacobsen & Kaufman, 1999). O valor limite estabelecido para  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos proterozoicos alterados é abaixo de  $-10\%$  (Jacobsen & Kaufman, 1999).

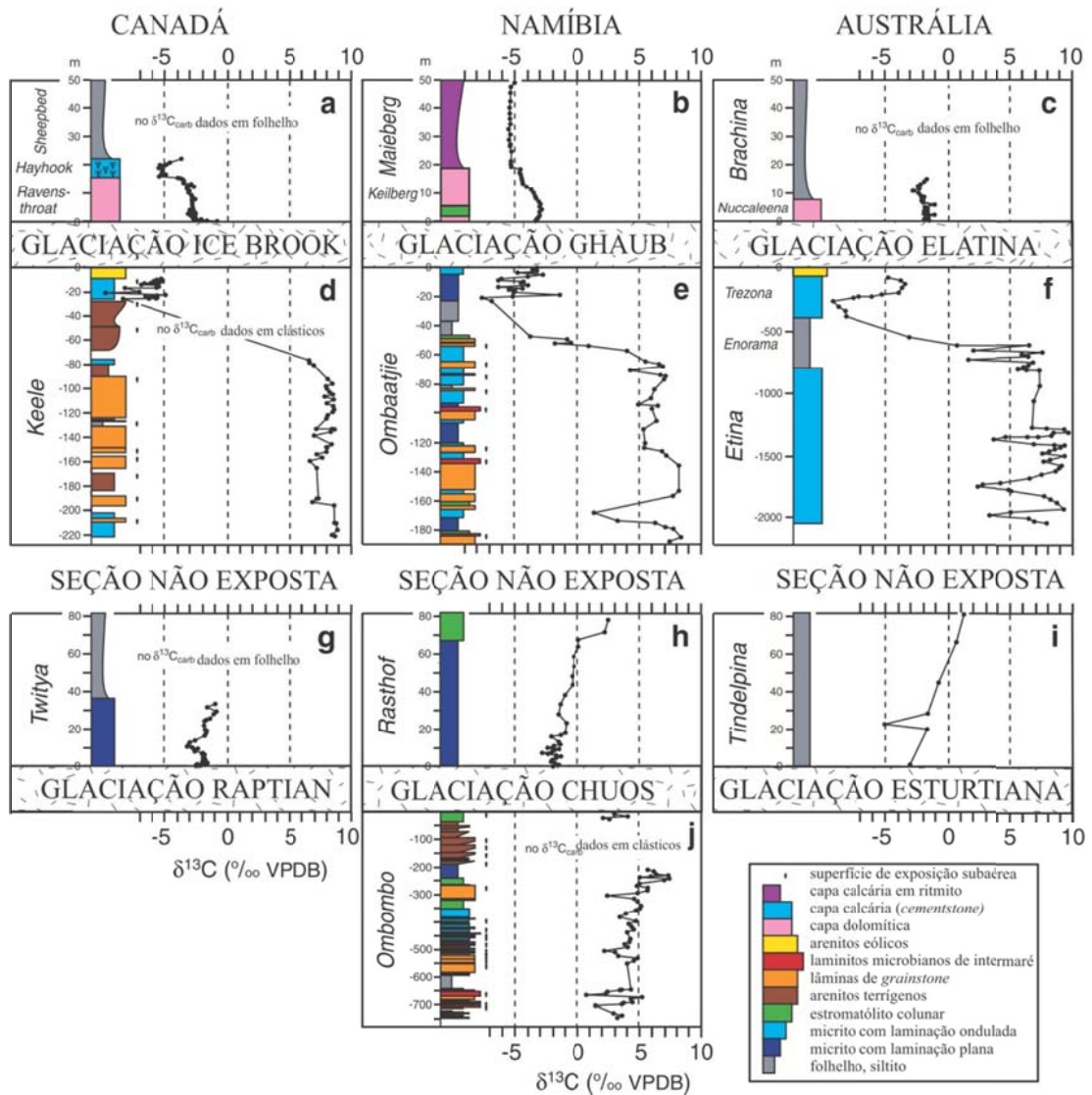


Figura 5. Perfis mais representativos de  $\delta^{13}\text{C}$  para as capas carbonáticas neoproterozoicas, correlatas às glaciações esturtiana e marinoana, no norte do Canadá (esquerda), na Plataforma Otavi, na Namibia (centro) e na sucessão Adelaide, no sul da Austrália (direita). Fonte: Hoffman & Schrag (2002).

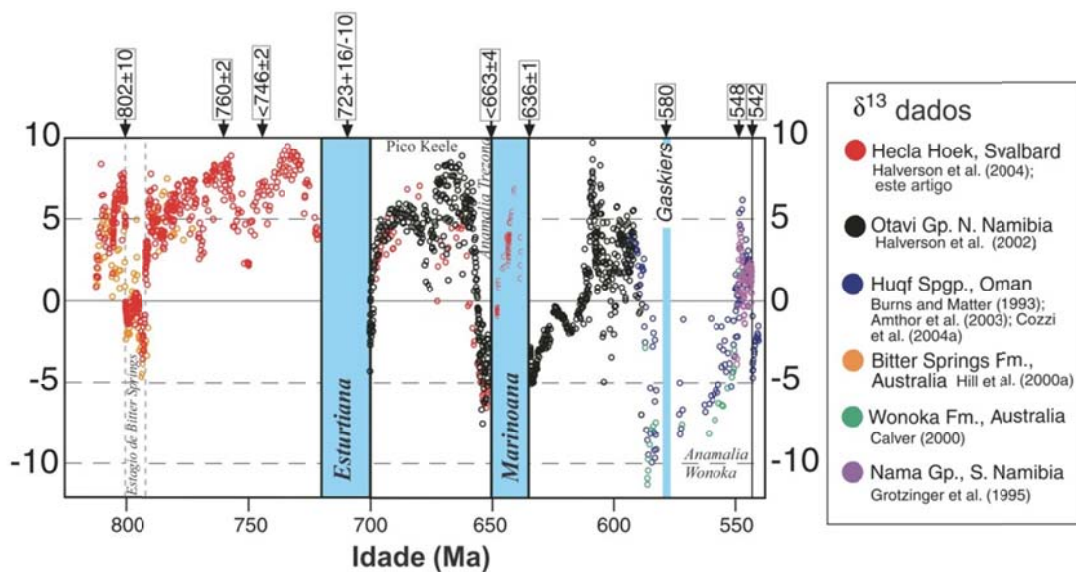


Figura 6. Compilação de dados de  $\delta^{13}\text{C}$  ilustrando a variação isotópica do C perante as glaciações neoproterozoicas. Fonte: Halverson et al. (2005).

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 O SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico, com área de aproximadamente  $4,3 \times 10^5 \text{ km}^2$ , é a maior região cratônica da Plataforma Sul-Americana, sendo bordejada a leste, sul e sudoeste por faixas móveis neoproterozoicas (figura 7). O cráton é dividido em dois escudos pré-cambrianos – Guiana e Guaporé – separados pela Bacia do Amazonas, e em 6 províncias geotectônicas: 1) Amazônia Central ( $>2.3 \text{ Ga}$ ), cercada pelos cinturões móveis 2) Maroni-Itacaiúnas ( $2.2\text{--}1.95 \text{ Ga}$ ) e 3) Ventuari-Tapajós ( $1.95\text{--}1.85 \text{ Ga}$ ); províncias 4) Rio Negro-Juruena ( $1.85\text{--}1.55 \text{ Ga}$ ), 5) Rondoniana-San Ignácio ( $1.5\text{--}1.3 \text{ Ga}$ ) e 6) Sunsás ( $1.25\text{--}1.0 \text{ Ga}$ ) (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999) (figura 7). O Cráton Amazônico apresenta um dos melhores registros de evolução crustal do Arqueano e Proterozoico da Terra e começou a se formar no Paleoproterozoico, com incorporação de pequenos núcleos Arqueanos (Cordani & Sato 1999), continuando seu crescimento durante todo o Proterozoico, com aglutinações de arcos magmáticos, e posterior estabilização no final desse período, com as orogenias Rondoniana e Sunsás (Tassinari & Macambira 1999).

As províncias geotectônicas foram formadas por acreção crustal resultada dos ciclos orogênicos Carajás-Imataca ( $3.0\text{--}2.5 \text{ Ga}$ ), Transamazônico ( $2.26\text{--}2.01 \text{ Ga}$ ), Tapajós-Parima ( $2.03\text{--}1.88 \text{ Ga}$ ) e Rondônia-Juruena ( $1.82\text{--}1.54 \text{ Ga}$ ) ou por reciclagem de continentes pré-existentes (Valério *et al.* 2009). A evolução crustal começa com adição de material mantélico e/ou reciclagem de crosta continental mais antiga, sendo estimado que 30% do cráton seja derivado do manto arqueano e 70% de crosta continental formada durante o Proterozoico (Valério *et al.* 2009).

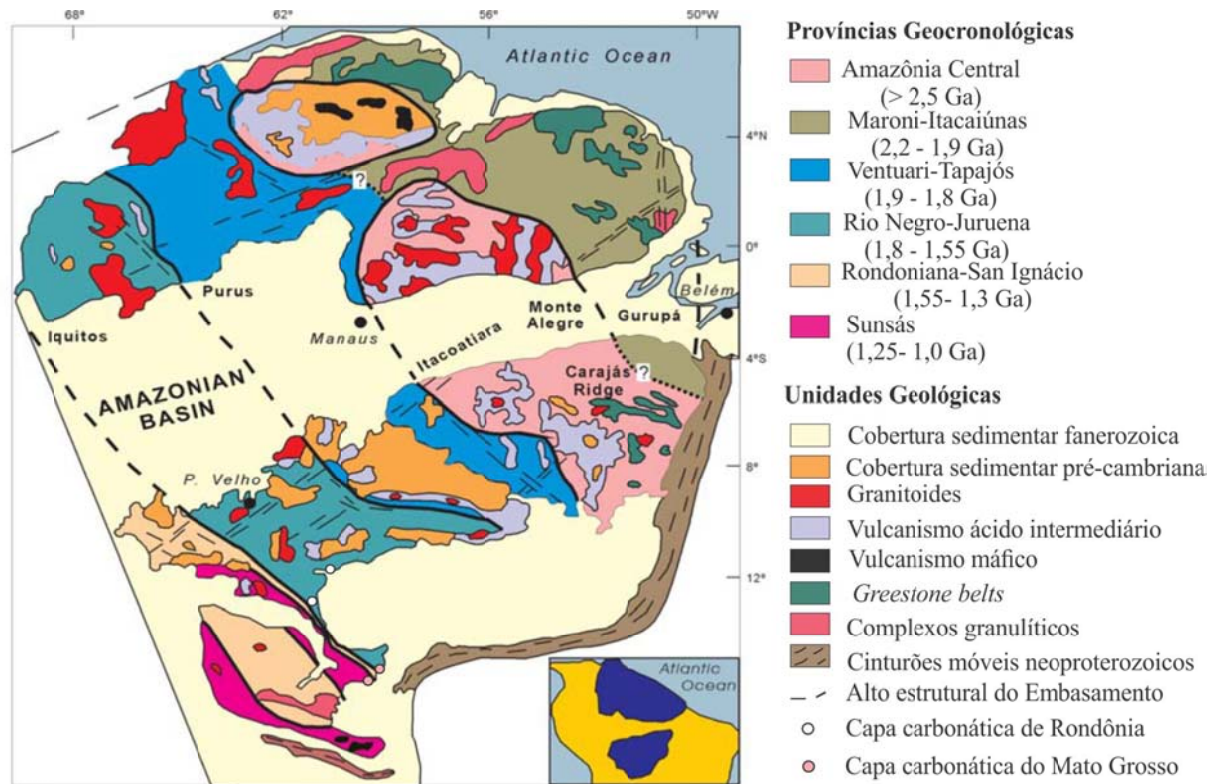


Figura 7. Províncias geotectônicas do Cráton Amazônico. Fonte: Tassinari & Macambira (1999).

Do Paleoproterozoico ao Mesoproterozoico o Cráton Amazônico fez parte do supercontinente Columbia, junto com os corpos continentais da Laurásia e Báltica, ligados por cinturões móveis. Posteriormente, com a fragmentação do Columbia, formaram-se grandes oceanos com presença de material intra-ocênico agregado (Cordani *et al.* 2009). Essas massas aglutinaram-se novamente no Mesoproterozoico para formar o Supercontinente Rodínia, em colisões continentais mais ou menos sincrônicas na chamada Orogenia Grenvilliana (Cordani *et al.* 2009), que foi formada em três pulsos orogênicos mundiais: Elzevirian (com início em cerca de 1300 Ma), Ottawan (1150 Ma) e Rigolet (cerca de 1000 Ma) (Cordani *et al.* 2009).

No Neoproterozoico ocorreu a fragmentação do supercontinente Rodínia, com a separação das grandes unidades cratônicas (figura 8). O Cráton Amazônico e a Laurásia permaneceram unidos até 600 Ma quando então se separaram, marcando o final da fragmentação do Rodínia, com a abertura do oceano Iápetus (Cordani *et al.* 2009, Hoffman 1999). O Cráton Amazônico então migra até colidir com a margem oeste do Supercontinente Gondwana. Apesar das incertezas quanto à idade da colisão, evidências geológicas indicam que esta foi prolongada, com formação de arcos juvenis de 940 a 620 Ma, contrastando com dados paleomagnéticos, que indicam uma idade de 570 Ma para o fim da colisão que formou o Gondwana (Cordani *et al.* 2009). Nesse contexto, de fragmentação do Rodínia e formação

do Gondwana, foram depositadas as capas carbonáticas criogenianas nos Crátons São Francisco e Amazônico (Babinski *et al.* 2007, Hoffman 1999, Nogueira *et al.* 2003). Apesar do fechamento de oceanos como o de Goiás, na borda do Cráton Congo-São Francisco, oceanos restritos foram formados nesse limite, a partir de rifteamentos de junções dos crátons, como o Oceano Clymene, na Faixa Paraguai Norte (Cordani *et al.* 2009, Thover *et al.* 2010). A capa carbonática da Plataforma Araras, na Faixa Paraguai Norte, foi formada nesse contexto, após a última glaciação criogeniana (635 Ma), e representa um dos melhores registros deste depósito na América do Sul (figuras 1 e 8).

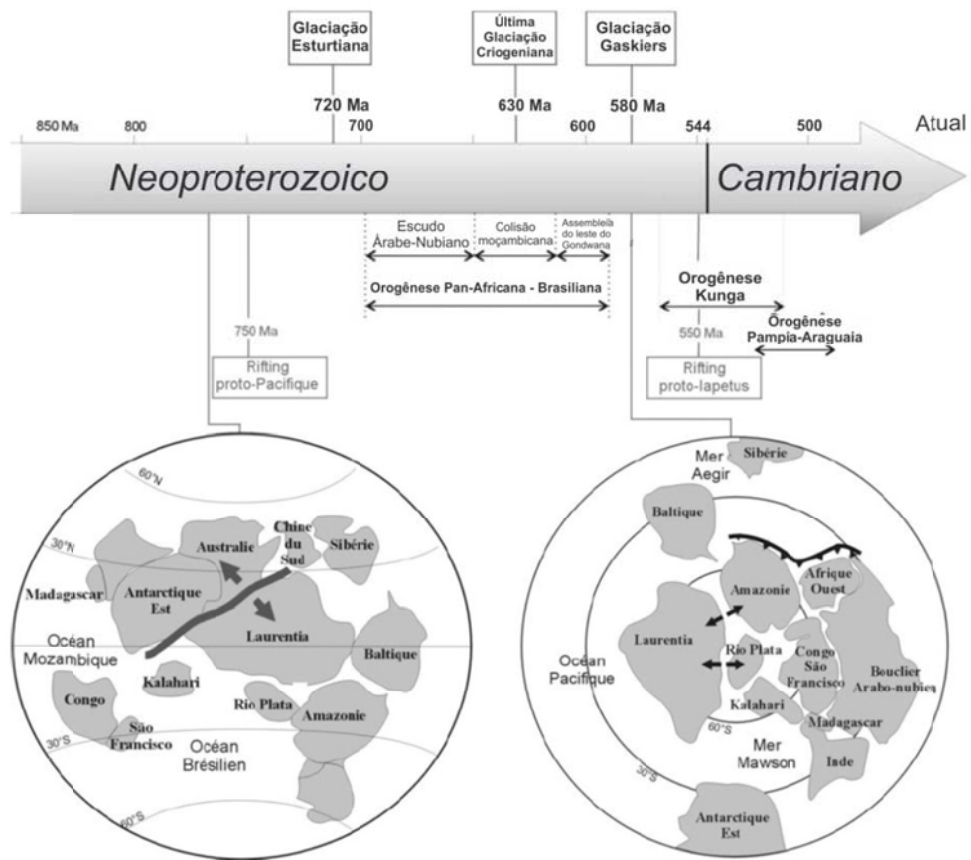


Figura 8. Evolução geodinâmica e paleogeografia no Neoproterozoico. Fonte: Font (2005).

## 4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL DA CAPA CARBONÁTICA DE RONDÔNIA

### 4.2.1 Bacia dos Parecis

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km<sup>2</sup> de extensão, cobrindo áreas da região amazônica nos estados de Rondônia e Mato Grosso, na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Bahia 2007). O embasamento da Bacia compreende o Cráton Amazônico, com os granulitos do Complexo Jamari e os gnaisses, migmatitos e granitoides do Complexo Xingu (Bahia 2007).

O preenchimento da bacia ocorreu em duas etapas. A primeira corresponde a uma fase rifte, com formação dos grábens Pimenta Bueno e Colorado e a segunda etapa corresponde à fase de sinéclise, ocorrida por subsidência termal (Bizzi *et al.* 2003). Os depósitos sedimentares da bacia são agrupados por Bahia *et al.* (2006) em seis seqüências estratigráficas: Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero-Permiano, Jurássico, Juro-Cretáceo e Cretáceo, as quais foram definidas anteriormente por Siqueira & Teixeira (1993). Para Bahia *et al.* (2006) a seqüência ordoviciano é representada pela Formação Cacoal, enquanto que a devoniano é dividida nas formações Furnas e Ponta Grossa; o Carbonífero Inferior compreende a Formação Pimenta Bueno, enquanto que o Carbonífero Superior e o Eopermiano são representados pela Formação Fazenda da Casa Branca; a seqüência jurássico compreende a Formação Anari, e a seqüência Juro-cretáceo representa o preenchimento da Formação Rio Ávila, sobreposta pelo Grupo Parecis, da seqüência cretáceo.

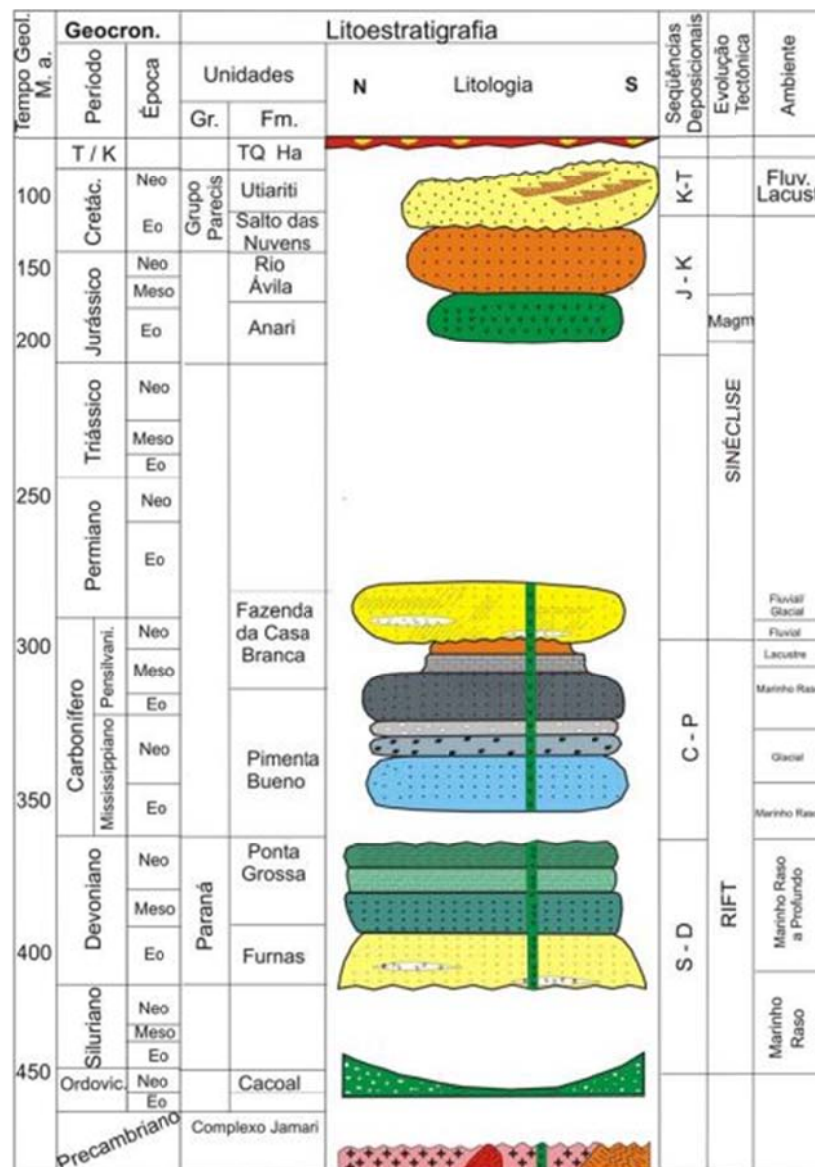


Figura 9. Carta estratigráfica proposta para a Bacia dos Parecis. Fonte: Bahia *et al.* (2006).



Este trabalho analisa rochas pertencentes à sequência ordoviciana, que se restringe à Formação Cacoal (Bahia *et al.* 2006), então constituída na base por conglomerados e argilitos. Os conglomerados apresentam matriz arcoseana, com clastos angulosos (maior que 1 metro de diâmetro) de composição que varia entre rochas básicas, ultrabásicas, vulcânicas, gnaisses, cataclasitos e metassiltitos. Os argilitos são dolomíticos, intercalados com siltitos carbonáticos e brechas intraformacionais com cimento ferruginoso. Na porção intermediária ocorrem folhelhos, arenitos feldspáticos e arcósios e no topo ocorrem dolomitos argilosos com nódulos silicosos e níveis de gipsita. Ainda para este autor, o contato superior é com a Formação Pimenta Bueno, onde mostra contato erosivo do dolomito, que encerra o pacote sedimentar da Formação Cacoal, com o diamictito da base da Formação Pimenta Bueno.

Os mapas recentes da CPRM têm abandonado a denominação Formação Cacoal, incluindo os carbonatos, folhelhos, arenitos e diamictitos na Formação Pimenta Bueno (Quadros & Rizzoto 2007). No entanto, a discussão permanece aberta e esta dissertação pretende contribuir com uma nova visão da evolução geológica de pelo menos parte das rochas, ainda sem o entendimento satisfatório. Dessa forma, o presente trabalho estuda e reavalia as rochas da base da discutida Formação Cacoal, as quais compreendem os conglomerados sobrepostos por dolomitos e folhelhos descritos por Siqueira (1989) e reavaliados por Bahia *et al.* (2006). Assim, pretende-se desvincular essa associação particular – tipicamente neoproterozoica, como mostrado nos capítulos anteriores – da sucessão neo-ordoviciana da Bacia dos Parecis.

#### 4.3 A CAPA CARBONÁTICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

Na borda do Cráton Amazônico ocorre a capa carbonática da plataforma carbonática do Grupo Araras, depositada em plataformas carbonáticas adjacentes ao Paleo-oceano Clymene (Thover *et al.* 2010). O Grupo Araras apresenta uma sucessão carbonática de 600 m de espessura, exposta ao longo da Faixa Paraguai Norte e sudoeste do Cráton Amazônico, sendo constituída pelas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (figura 10). Suas rochas sobrepõem os diamictitos glaciais da Formação Puga e encontram-se sobrepostos pelos arenitos da Formação Raizama, do Grupo Alto Paraguai (figura 10). A sucessão de capa carbonática corresponde à Formação Mirassol d'Oeste (capa dolomítica) e à base da Formação Guia (capa calcária), as quais pertencem à sucessão basal do Grupo Araras (figuras 10 e 11). A capa dolomítica até então estava restrita apenas ao sul do Cráton Amazônico,

enquanto que a capa calcária também ocorre na Faixa Paraguai Norte (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Soares & Nogueira 2008). Os valores de idade da Formação Mirassol d'Oeste pelo método Pb-Pb é de  $622 \pm 33$  Ma (Romero *et al.* 2013) e de  $627 \pm 32$  Ma (Babinski *et al.* 2006), sendo coerentes com as encontradas na China e na Namíbia (figura 3).

Os dados paleomagnéticos dos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste mostram uma componente magnética influenciada principalmente pela hematita (Trindade *et al.* 2003). As direções magnéticas obtidas para os dolomitos são ora negativas e orientadas para o norte, ora positivas e orientadas para o sul e correspondem, respectivamente, às polaridades normal e inversa, mostrando três inversões durante a deposição dos dolomitos (Trindade *et al.* 2003). Esses dados indicam uma paleolatidade de  $22 +6/-5^\circ$  para o Cráton Amazônico durante a precipitação da capa carbonática. Os dados paleomagnéticos indicam que, entre o final do Neoproterozoico e o início do Cambriano, o Cráton Amazônico migrou em direção ao sul entre 580 e 520 Ma, parando na latitude de  $36 +7/-6^\circ$  (Trindade *et al.* 2003).

Idade		Litoestratigrafia		Paleoambiente
Cambriano?	-544 Ma	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito / prodelta
		Formação Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos	Plataforma marinha sob influência de tempestades
		Formação Raizama	Arenitos e pelitos. Carbonatos substituídos por sílica	Plataforma rasa sob influência de tempestade e maré
E D I A C A R A N O	Grupo Araras	Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos, estratiformes e rugosos. Arenitos finos, ritmitos e pelitos. Moldes de cristais evaporíticos e evidências de silicificação	Planície de maré / <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentadas e com matriz. Dolomito arenoso	Plataforma moderadamente profunda sob ação de tempestades e eventuais sismos
		Formação Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos	Plataforma profunda anóxica
		Formação Mirassol d'Oeste	Dolomitos finos rosados, laminados e peloidais. Estromatólitos estratiformes	Plataforma profunda eufótica
		Formação Puga	Diamictitos e siltitos com seixos	Glacial marinho
Criogeniano	-590 Ma			

Dolomito betuminoso	Arenito dolomítico, e brecha com matriz	Silix secundário	Pelito
Dolomito	Brecha cimentada	Carbonato silicificado	Arenito
Diamictito	Calcário/folhelho betuminoso	Dolomito/arenito	Estromatólito

Figura 10. Quadro litoestratigráfico do Grupo Araras. Fonte: Nogueira (2003).

Segundo Nogueira & Riccomini (2006) a Formação Mirassol d'Oeste possui 15 m de espessura, constituída por dolomito fino (*dolomudstone*) e dolomito peloidal de coloração rosada com continuidade lateral por dezenas de metros. Também apresenta laminação de estromatólitos planares e fenestrais (*doloboundstone* microbiano com peloides). Na base, sobrepõem-se diretamente ao diamictito maciço com clastos de arenitos e granitos disseminados em matriz argilo-arenosa, correspondente à Formação Puga. O contato entre as unidades é brusco, lateralmente irregular e ondulado, fatores estes ligados ao desenvolvimento de estruturas de sobrecarga no dolomito (*rebound* isostático). No topo ocorrem dolomitos finos com peloides (*dolopackstone*), onde ocorre porosidade interpartícula preenchida por hidrocarbonetos. A base da Formação Guia é constituída por calcários finos com hidrocarbonetos, de coloração cinza a preta, intercalados a folhelhos vermelhos, com hidrocarbonetos e cristais de pirita. Ocorrem várias crostas e cristais fibrosos (pseudomorfo a partir de aragonita), alongados, com hábito pseudo-hexagonal e acicular, formando feixes ou leques em arranjos do tipo mamiliforme e paliçado. A capa carbonática foi depositada em plataforma carbonática eufótica (dolomitos) e com supersaturação em  $\text{CaCO}_3$  (calcários e folhelhos). O ambiente deposicional da Formação Mirassol d'Oeste seria mais protegido, enquanto o da Formação Guia é tipicamente mar aberto.

Os diamictitos da Formação Puga são considerados como produto da última glaciação criogeniana (635 Ma), cuja interpretação é corroborada pelos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos de  $-5\text{‰}_{\text{PDB}}$  da capa carbonática, típicos do padrão de variação das curvas isotópicas para as capas carbonáticas marinoanas do final do Neoproterozoico (Font *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2007). Razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  próximas a 0,7081 também caracterizam as capas carbonáticas depositadas após a última glaciação criogeniana (Alvarenga *et al.* 2004, Boggiani 1997, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, 2007, Nogueira & Riccomini 2006).

Na capa carbonática de Mirassol d'Oeste foram identificados biomarcadores na parte superior do perfil, extraídos do hidrocarboneto presente na porosidade fenestral da microfácies *doloboundstone/dolopackstone*. Os principais biomarcadores encontrados são isoprenoides de cadeia curta ( $m/z$  183) originados a partir de clorofilas bacterianas e fenantrenos ( $m/z$  178, 192 e 206), sendo a fonte de grande geração de hidrocarbonetos (Elie *et al.* 2007). Além disso, as evidências de redução bacteriana dos sulfatos podem suportar a ideia de formação da dolomita por mediação microbiana. Os microrganismos quebram a barreira cinética de precipitação da dolomita primária, utilizando o sulfato no seu metabolismo para liberar íons  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{CO}_3^{2-}$ . Na base da coluna de água o ambiente apresentava características

anáxicas ou euxínicas (Elie *et al.* 2007). O ecossistema pós-glacial reconstruído era composto principalmente por algas vermelhas e cianobactérias, as quais poderiam ser interpretadas pela presença de estromatólitos na Formação Mirassol d'Oeste (Elie *et al.* 2007). Microfósseis do tipo *Chlorogloeopsis contexta* e *Siphonophicus*, ambos filamentosos e alóctones foram observados no topo da capa carbonática (Hidalgo 2007).

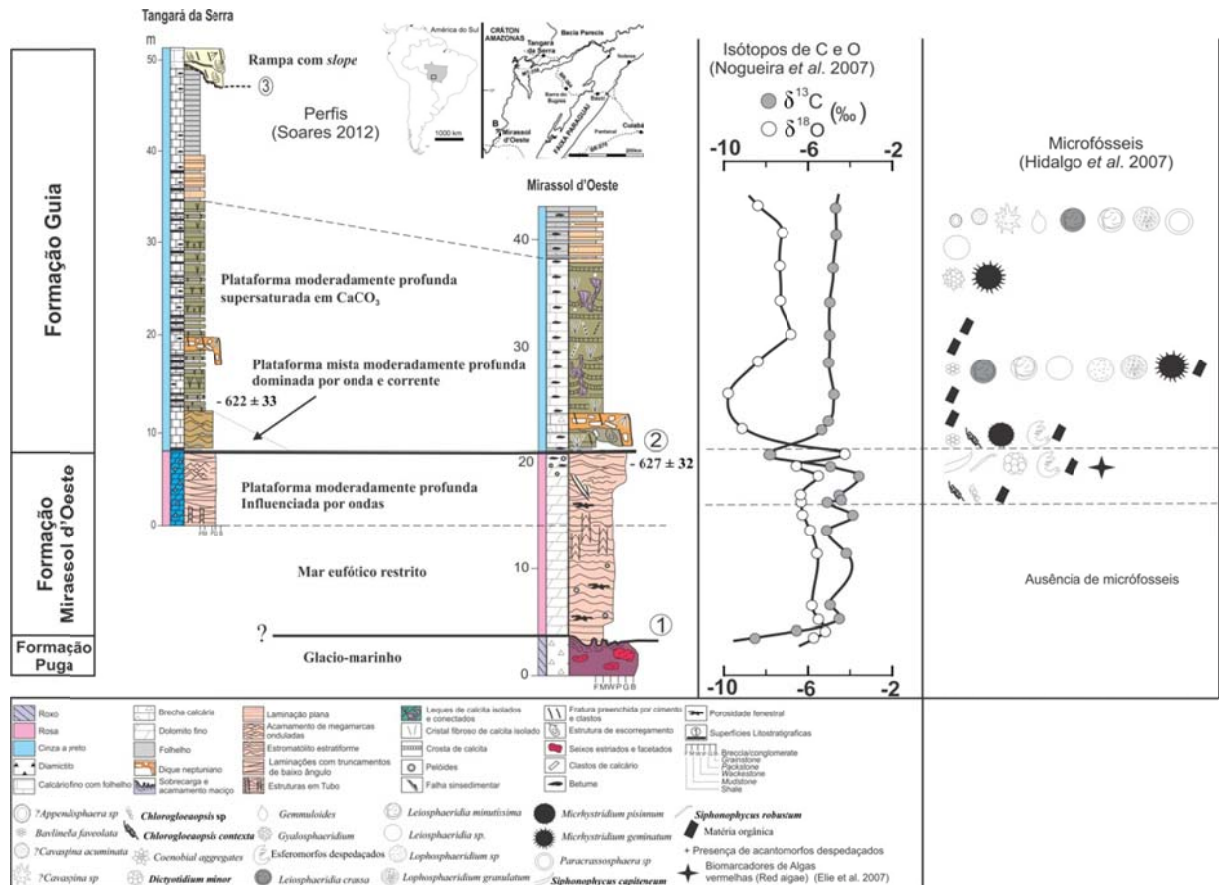


Figura 11. Perfis da Capa neoproterozoica do Cráton Amazônico, nas regiões de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste (estratótipo) apresentando excursão isotópica de C e O e a distribuição vertical dos principais microfósseis presentes no topo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia, na Mina Terconi. Fonte: adaptado de Nogueira *et al.* (2007), Hidalgo *et al.* (2007), Soares (2012).

## 5 A NOVA OCORRÊNCIA DE CAPA CARBONÁTICA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, RONDÔNIA, BRASIL

Foram estudados dois afloramentos em pontos distintos da Bacia dos Parecis (figura 1B). O principal e mais completo está localizado na borda norte do Gráben Pimenta Bueno, próximo ao município homônimo. O segundo ponto localiza-se na borda sul do Gráben Colorado, próximo ao Município de Chupinguaia.

### 5.1 FÁCIES E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

#### 5.1.1 Generalidades

A sucessão de fácies estudada apresenta um total de 18 metros de espessura e consiste de rochas siliciclásticas e carbonáticas que ocorrem sobre o embasamento cristalino do Cráton Amazônico (figura 13). Essa sucessão encontra-se com mergulho regional de cerca de 15° para SE, sendo recoberta em discordância angular por arenitos líticos com blocos observados principalmente na seção estudada da Mina da CMR (figura 12). Estes arenitos estão geralmente associados a diamictitos glaciais considerados como pertencentes à Bacia dos Parecis e de idade paleozoica (cf. Quadros *et al.* 2007). Na seção de Chupinguaia os depósitos de capa carbonática são sobrepostos pelos basaltos jurássicos da Formação Anari, os quais afetaram a textura e mineralogia, conferindo um aspecto cristalino aos dolomitos indicando uma possível recristalização.

A sucessão que inclui a capa carbonática é composta por oito fácies sedimentares/microfácies agrupadas em 3 associações de fácies (AF), uma siliciclástica (AF1), uma carbonática (AF2) e uma mista (AF3), cujas fácies e interpretações dos processos encontram-se descritos na tabela 1. As fácies de paraconglomerado polimítico (Pp) e arenito seixoso laminado (Asl) pertencem à associação glacio-marinho (AF1). A associação de plataforma rasa influenciada por ondas (AF2) apresenta as fácies *dolomudstone/dolopackstone* com laminação plana (Dp), megamarcas onduladas (Dm) e laminação truncada por ondas (Dt). A associação de plataforma rasa influenciada por maré (AF3) apresenta as fácies *dolomudstone/dolopackstone* e *dolomudstone/dolograinstone* com partição de folhelho (Df) e siltito laminado (Sl). Em síntese, na base da sucessão ocorre diamictito e o arenito seixoso em contato brusco e deformado (estruturas de sobrecarga de médio porte) com os dolomitos rosados a cinzas com laminação planar. Sobre os dolomitos laminados encontram-se os dolomitos com partição de folhelho com níveis de calcita fibrosa (figura 14) e marcas onduladas de corrente, os quais passam para siltitos laminados.

Cinco superfícies estratigráficas foram identificadas, com destaque para a superfície 1, que representa o limite entre o diamictito glacial e os dolomitos laminados. A superfície 4 marca uma discordância angular com hiato deposicional, ou seja, um limite entre a sucessão de rochas neoproterozoicas e eopaleozoicas e a superfície 5 separa as rochas sedimentares dos basaltos da Formação Anari, sem conotação estratigráfica. A superfície 0 não é exposta na seção estudada, porém o mapeamento local da área permitiu identificar a presença de rochas do embasamento cristalino logo abaixo dos diamictitos glaciais.

As fácies deposicionais carbonáticas foram parcialmente neomorfisadas, o que modificou levemente a textura micrítica para microesparito e pseudoesparito. Estilólitos e *dissolution seams* ocorrem principalmente na sucessão carbonática e mista.

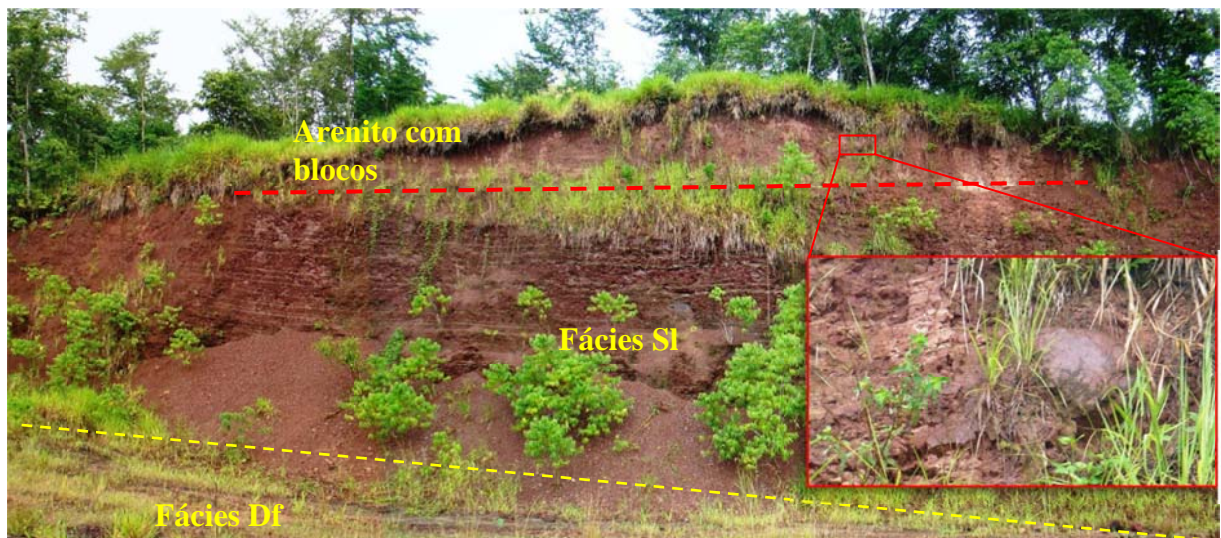


Figura 12. Contato superior (superfície 4) da sucessão de capa carbonática com o arenito lítico com blocos (detalhe), representado por uma discordância angular (linha vermelha) que separa a sequência neoproterozoica da paleozoica.

Tabela 1. Descrição das fácies e associação de fácies da sucessão de capa carbonática de Rondônia.

Nº	Associação de Fácies	Fácies	Descrição	Interpretação
1	Glacio-Marinho	<b>Pp</b> - Paraconglomerado polimítico	Paraconglomerado com matriz areno-argilosa com clastos desproporcionais de até 1 m, facetados e de composição variada.	Desprendimento das geleiras de blocos e detritos de composições variadas em substrato fino gerado por fluxos subglaciais durante o degelo ou por suspensão de sedimentos finos de águas de degelo flutuantes ou por “rainouts” de icebergs.
		<b>Asl</b> - Arenito seixoso laminado	Arenito fino a médio com laminação cruzada cavalgante e laminação ondulada com seixos esparsos de quartzo.	Fluxo unidirecional em regime inferior associado ao degelo e fluxo oscilatório associado a um regime influenciado por ondas.
2	Plataforma rasa influenciada por ondas	<b>Dp</b> - <i>Dolomudstone/ dolopackstone</i> peloidal com laminação plana	Dolomito fino com laminação plana a quasi- planar, com truncamentos de baixo ângulo. Apresenta fábrica de peloides e nível subcentimétrico de gipsita.	Precipitação e suspensão de dolomita primária, induzida por atividade microbial em ambiente calmo, podendo apresentar esporádicos fluxos oscilatórios de alta energia. A alta concentração de sais na água promove a precipitação de lâminas de evaporitos.
		<b>Do</b> - <i>Dolomudstone/ Dolopackstone</i> peloidal com megamarcas onduladas	Dolomito fino com acamamento de megamarcas onduladas.	Migração de formas de leito geradas por ondas.
		<b>Dt</b> - <i>Dolomudstone/ Dolopackstone</i> peloidal com laminações truncadas por ondas	Dolomito fino com laminações truncadas por ondas, apresentando laminações onduladas e laminações cruzadas <i>hummocky</i> .	Migração de marcas onduladas por fluxo combinado, principalmente oscilatório, associado a tempestades de pequena área ( <i>fetch</i> ).
3	Plataforma rasa influenciada por maré	<b>Df</b> - <i>Dolomudstone/ dolopackstone</i> e <i>Dolomudstone/ dolograinstone</i> peloidal com partição de folhelho	Dolomito fino intercalado ritmicamente com níveis de folhelho. Essa variação cíclica ocorre em escala centimétrica a submilimétrica. Apresenta níveis de calcita fibrosa e marcas onduladas formadas por corrente no topo da sucessão.	Ritmicidade formada na plataforma carbonática devido ao influxo siliciclástico que passa a ser retrabalhado por fluxos de maré (enchente e vazante). Os níveis de calcita fibrosa (pseudomorfo de gipsita) marcam períodos de supersaturação. Correntes de turbidez ou de mar aberto podem formar laminações onduladas no substrato.
		<b>SI</b> - Siltito laminado	Siltito com laminação plana.	Aumento do influxo de terrígenos continentais na plataforma interna inibindo a precipitação de carbonatos e depositando por suspensão o siltito com laminação plana.

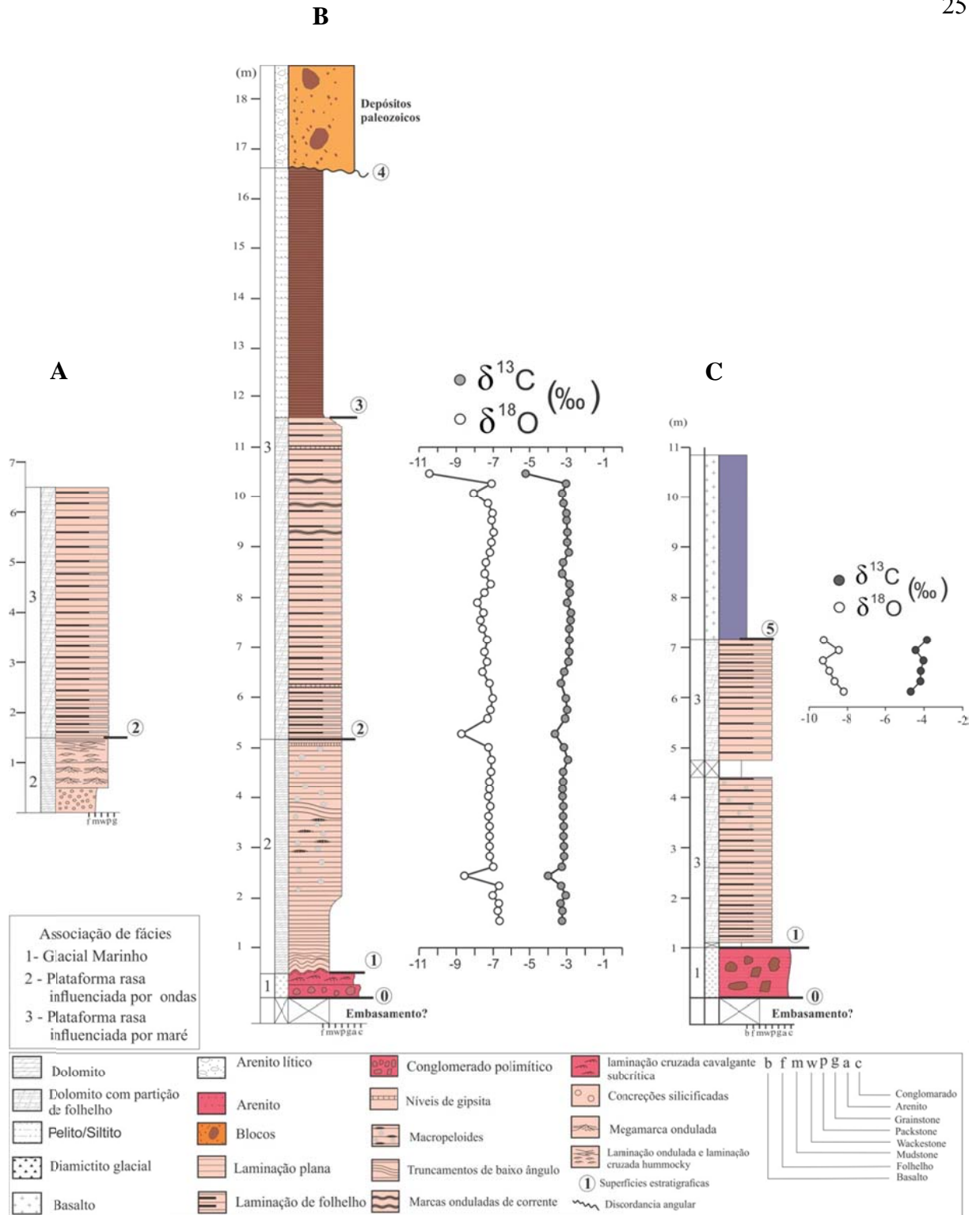


Figura 13. Perfis da capa carbonática de Rondônia, nas proximidades da Mina CMR (perfil A), na Mina desativada (perfil B) e na região de Chupinguaia (perfil C).



### 5.1.2 Associação de fácies 1 (AF1): Glacio-Marinho

A associação de fácies 1 (AF1) apresenta clastos com até 1 m de diâmetro, ocorrendo tanto na seção de Chupinguaia quanto na Mina da CMR, e compreende a base da seção descrita, sobrepondo diretamente as rochas paleo- e mesoproterozoicas do embasamento do Cráton Amazônico, localmente representada por monzonitos. A associação compreende as fácies de paraconglomerado polimítico (Pp) e arenito seixoso laminado (Asl). A matriz areno-argilosa, de coloração cinza e arroxeadada está geralmente intemperizada e friável. Os clastos, que variam de centímetros a cerca de 1 metro de diâmetro, são de composição variada, onde predominam clastos de quartzo, granitoides, rochas vulcânicas e gnaisses, e podem apresentar-se facetados com estrias ou sulcos (figura 14). Arenitos finos, mal selecionados, com marcas onduladas de corrente e por onda e laminação cruzada cavalgante supercrítica, ocorrem em contato com os dolomitos (figuras 15A, 15B e 15D). Apresentam grânulos e seixos isolados, além de clastos angulosos, podendo estar facetados com tamanhos de até 8 cm (figuras 15B, 15C e 15D), os quais deformam e interrompem parcialmente a laminação interna. Esses depósitos exibem ondulações e parecem acompanhar as estruturas de sobrecarga da base dos dolomitos.

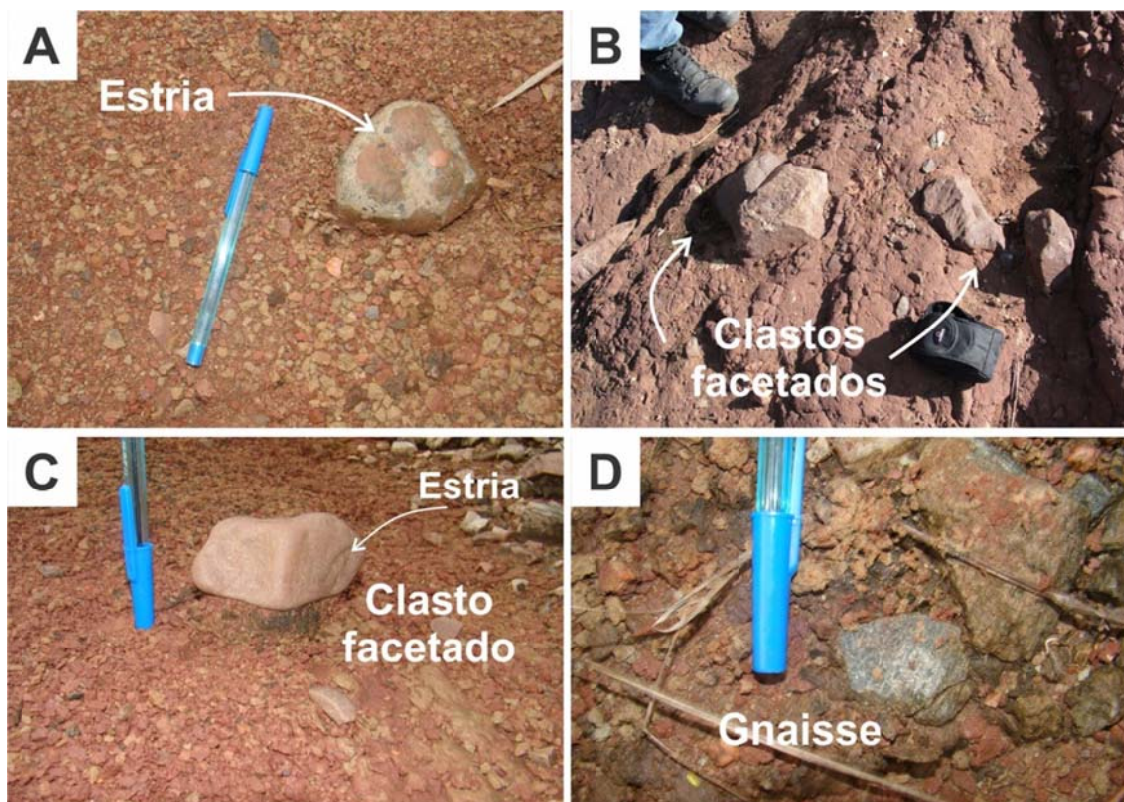


Figura 14. Diamictito glacial representado pela fácies paraconglomerado polimítico, apresentando clastos estriados (A e C) e facetados (B e C) e de composição variada como granitoides (A, B, C) e gnaisses (D).

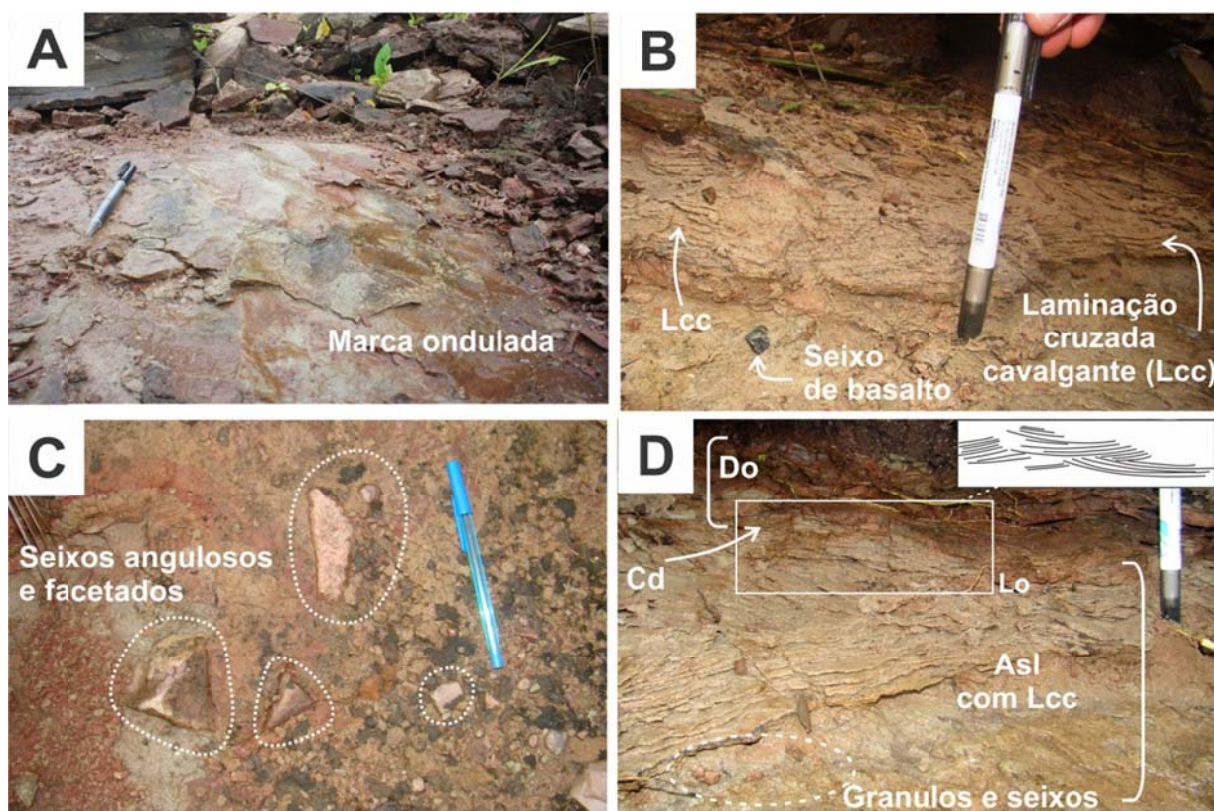


Figura 15. Fácies arenito seixoso laminado (Asl) apresentando: A) marcas onduladas na superfície; B) laminações internas do tipo cruzada cavalgante supercrítica (Lcc) e; C) seixos angulosos e facetados. D) detalhe para laminações onduladas (Lo) destacadas no contato brusco e deformado (Cd) entre o Asl e o dolomito (Do).

### Interpretação

A caracterização de diamictitos associados a ambientes glaciais neoproterozoicos requer cautela, devido à grande dificuldade de interpretação quanto à sua origem glaciogênica e sua associação de fácies (Evans *et al.* 2006). A associação descrita dos diamictitos com os dolomitos em contato deformado sugere comportamento plástico dos sedimentos e rápida deposição dos carbonatos sobre os sedimentos glaciogênicos ainda parcialmente inconsolidados, indicando uma rápida e profunda mudança das condições climáticas de muito frias a quentes (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, Soares *et al.* 2013). Esta interpretação tem sido aventada também para o contato deformado da capa carbonática encontrada em Mirassol d'Oeste (Nogueira *et al.* 2003). Essa associação paradoxal entre diamictitos e carbonatos tem sido encontrada em diversas partes do mundo e geralmente tem origem marinha rasa a moderadamente profunda (Allen & Hoffman 2004). A fácies de arenitos com laminação interna rompida por clastos angulosos e facetados é típica de *dropstone* (clastos pingados), no qual essa relação é comum em substratos rasos e com ação

de correntes dos influxos subglaciais para o marinho, apontando para o ambiente glacio-marinho raso (Arnaud & Etienne 2011).

A presença de clastos facetados, estriados e de variadas composições e tamanhos em matriz areno-argilosa sugere retrabalhamento de rochas sedimentares e do embasamento pelo atrito das geleiras, indicando uma origem subglacial (Evans *et al.* 2006). No entanto, poucas evidências apontam para essa origem subglacial, como a baixa frequência de clastos estriados, além do fato das associações subglaciais serem pouco comuns no Neoproterozoico devido sua menor possibilidade de preservação (Eyles 1993). Por outro lado, devido ao espaço de acomodação das bacias marinhas, distantes dos avanços do gelo e da erosão, pode haver maior preservação de pacotes espessos de sedimentos glacio-marinhos, sendo assim mais predominantes no Neoproterozoico (Arnaud & Etienne 2011). Em vista da grande dinâmica e complexidade dos processos glaciais, que podem ser evidenciadas pelas sucessivas fases de erosão e retrabalhamento do substrato devido aos avanços do gelo, a interpretação dos subambientes glaciais requer grande cautela. Dessa forma, a presença de clastos estriados e facetados não são provas inequívocas da origem subglacial, sendo assim mais provavelmente de origem glacio-marinha.

Em termos de processos, interpreta-se que os sedimentos e blocos assim transportados nas geleiras (*icebergs*) são depositados com seu derretimento tanto por fluxo gravitacional como por fluxos laminares associados ao degelo, formando estruturas laminadas nos arenitos finos em ambiente com muita carga de suspensão, correntes e ondas subordinadas.

Os diamictitos glaciais observados são correlacionados aos depósitos da Formação Puga e, da mesma forma, são aqui interpretados como fácies de degelo da última glaciação criogeniana (Marinoana), que atingiu o Cráton Amazônico (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007).

### 5.1.3 Associação de fácies 2 (AF2): Plataforma rasa influenciada por ondas

Os depósitos da associação de fácies 2 (AF2) ocorrem na Mina da CMR e em um afloramento nas suas imediações, com aproximadamente 5 metros de espessura, sendo constituído principalmente por *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com presença de macropeloides, truncamentos de baixo ângulo, laminações onduladas e laminações cruzadas *hummocky*. As fácies discriminadas são: Dp - *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação plana, Dm - *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com megamarcas onduladas e Dt - *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminações truncadas por ondas.

A fácies *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação plana (Dp) apresenta no contato com o diamictito da AF1 deformação plástica sinsedimentar, em que as laminações estão dobradas suavemente, com diminuição gradual da deformação, em direção ao topo até formar laminação plana (figura 16). Em planta, formam dobras suaves (flancos:  $<5^\circ$ ) e desarmônicas, com eixos axiais curvados (figura 16E). Em direção ao topo, a fácies Dp apresenta principalmente laminações planas e quasi-planares, estas últimas associadas à presença de macropeloides e aos truncamentos de baixo ângulo (figura 17).

Próximo ao topo do perfil ocorrem as fácies Dt e Dm, onde o *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação truncada por ondas (Dt) ocorre na porção superior da associação AF2 e apresenta dolomita microcristalina com laminação ondulada e laminação cruzada *hummocky* (figura 18). Associada, ocorre a fácies *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com megamarcas onduladas (Dm) que apresenta acamamento de megamarcas onduladas, em cerca de 1 m de espessura, e mudança de fase da convexidade da onda em direção ao topo (figura 19).

De modo geral, a microfácies da AF1 apresenta laminação peloidal, macropeloides, fábrica fitada de estilólitos além de apresentar baixa porosidade (menos de 2%) e baixa cimentação, com menos de 1% de dolomita euédrica nos poros *vugs* e cerca de 2% de dolomita equidimensional nos espaços interpeloidais.

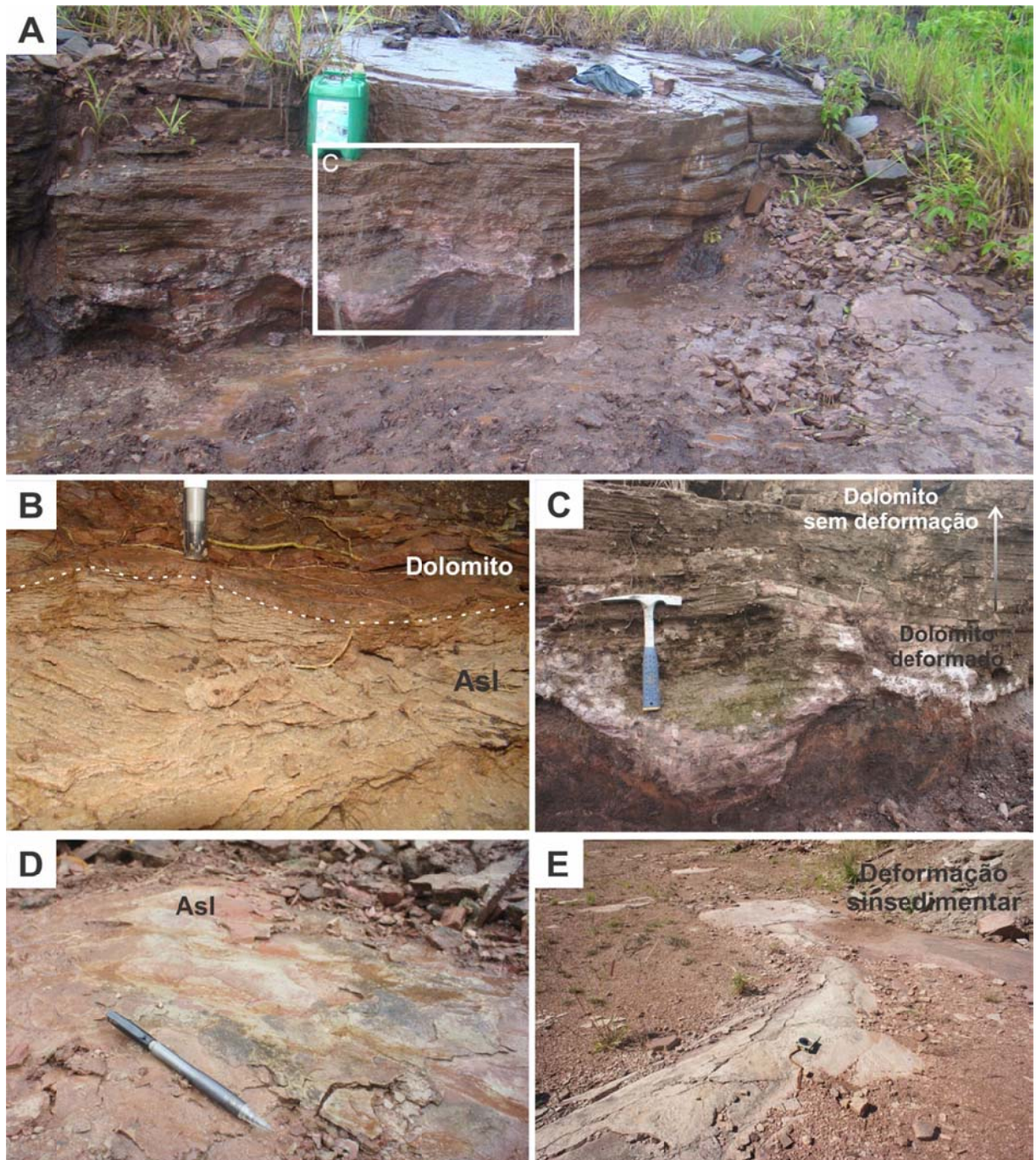


Figura 16. Contato deformado entre diamictito glacial e dolomito laminado. A) contato parcialmente encoberto, porém, mostrando o arenito laminado, com marcas onduladas truncadas por onda (D) em contato direto com o dolomito (B). Este contato apresenta deformação sinsedimentar, que diminui de intensidade em direção ao topo, até formar laminação planar (C). Em planta, as camadas formam dobras do tipo desarmônica e de caráter plástico, típico de deformação sinsedimentar (E).

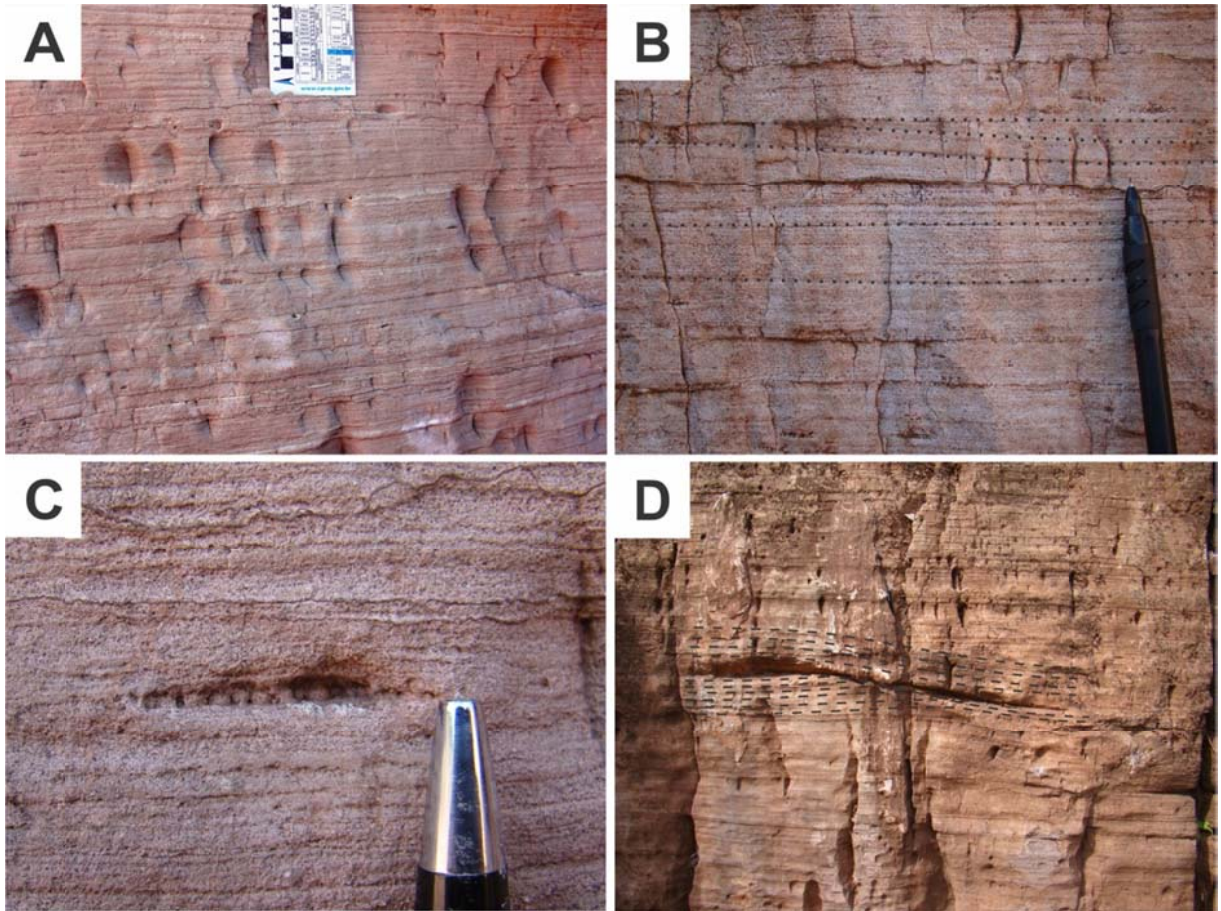


Figura 17. *Dolomudstone/Dolopackstone* peloidal apresentando: A) dolomito de coloração rosada com laminação planar; B) dolomito com laminação plana a quasi-planar (linhas tracejadas), com fábrica fitada de estilólito formando pseudolaminação irregular; C) dolomito com laminação quasi-planar com macropeloides; D) dolomito com truncamentos de baixo ângulo (linhas tracejadas).

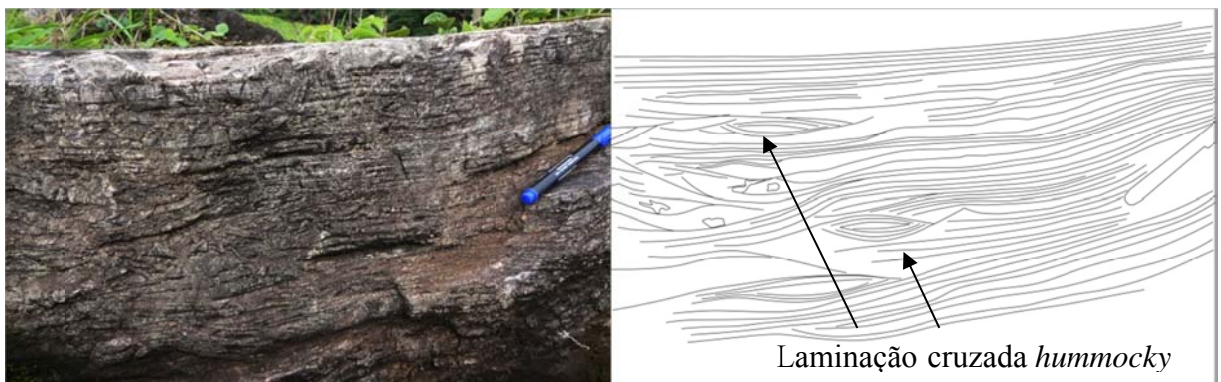


Figura 18. *Dolomudstone/Dolopackstone* apresentando internamente laminação ondulada e laminação cruzada *hummocky* (setas) da fácies Dt.

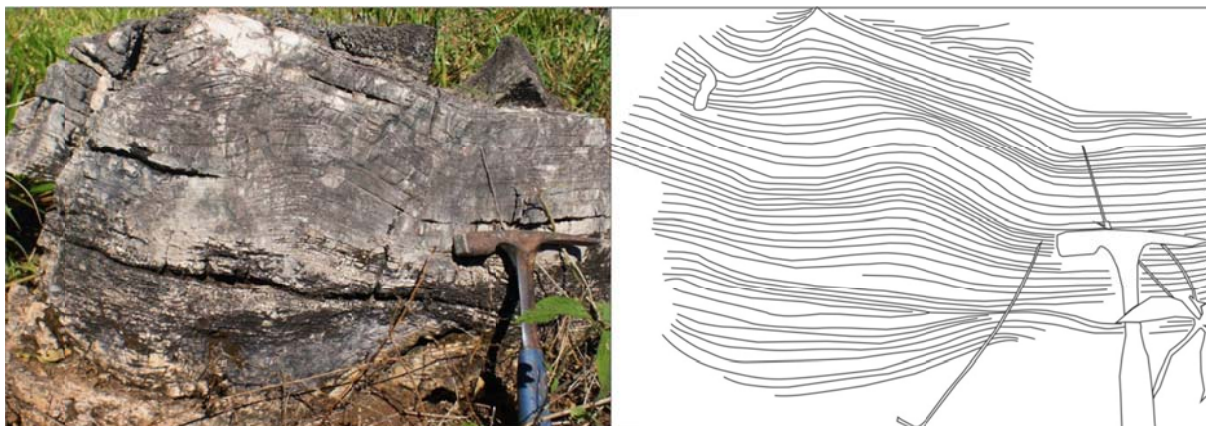


Figura 19. Afloramento apresentando acamamento de megamarcas onduladas ( fácies Dm), com mudança, em direção ao topo, da fase da onda, observada na figura à direita onde a convexidade da onda migra para a esquerda.

### Interpretação

Sugere-se que a precipitação de dolomita microcristalina foi induzida pela atividade de bactérias redutoras de sulfatos, que quebram a força iônica do  $Mg^{2+}$  com os íons sulfatos, utilizando-os em seu metabolismo e liberando o  $Mg^{2+}$ , juntamente com outros íons, como o bicarbonato, criando um microambiente propício para a precipitação da dolomita (Vasconcelos *et al.* 1995). A ocorrência de peloides é interpretada como sendo produto de atividade biológica (James *et al.* 2001, Riding 2000) e os macropeloides são possivelmente gerados pela agregação de micropeloides no substrato, em situação de baixa energia devido ao seu bom estado de preservação, o que por sua vez também sugere a rápida cimentação (Halverson *et al.* 2004, James *et al.* 2001), como é observado nos cimentos equidimensionais que preenchem os espaços interpeloidais (figuras 22B e 23C). A presença de deformação em estado plástico no contato com os diamictitos glaciogênicos remete a uma precipitação rápida da dolomita, o que sugere mudança brusca das condições glaciais para as condições de clima quente, e rápida recuperação da atividade biológica necessária para a precipitação da dolomita (Nogueira *et al.* 2003). A laminação plano-paralela é formada devido ao predomínio de suspensão, podendo ocorrer em fluxos oscilatórios rasos de alta energia (Arnott 1993). A laminação plana associada com truncamentos de baixo ângulo também pode ser associada aos eventos oscilatórios esporádicos e rápidos, como tempestades, os quais escavam os leitos planos (De Raaf *et al.* 1977).

A laminação ondulada, que está associada às laminações cruzadas *hummocky*, foi formada por fluxo oscilatório associado a tempestades, que posteriormente grada verticalmente para dolomitos com laminação plana. Essa sequência sugere uma diminuição da

lâmina d'água, representada pela transição das estruturas como truncamentos de baixo ângulo associados à laminação plana, para estruturas de menor porte geradas em maior energia de fluxo como laminações truncadas por ondas. A presença restrita de megamarcas onduladas associadas às laminações onduladas e laminações cruzadas *hummocky* gradando ao topo para laminação plana, corrobora essa ambiência marinha rasa (dentro da ação de ondas) onde, nesse caso, o leito plano poderia ser gerado por fluxo oscilatório (Arnott 1993).

#### 5.1.4 Associação de fácies 3 (AF3): Plataforma rasa influenciada por maré

A associação de plataforma rasa influenciada por maré é a mais espessa e extensa das rochas estudadas. Apresenta as fácies *dolomudstone/dolopackstone* peloidal e *dolomudstone/dolograinstone* com partição de folhelho (Df) e siltito laminado (Sl), sendo descritos de forma geral como constituídos por ritmitos de dolomitos e folhelhos apresentando marcas onduladas de corrente e lâminas de calcita fibrosa, sendo recobertos pelos siltitos com laminação plana.

A fácies Df está presente em todas as seções descritas, apresentando-se como uma camada de referência, devido à sua extensa distribuição lateral. É constituído principalmente por *dolomudstone/dolopackstone* e *dolomudstone/dolograinstone* com intercalações rítmicas de folhelho. Em afloramento as lâminas de folhelho formam partição no dolomito em escala centimétrica a submilimétrica, formando pares (*mud couplets*) e repetem esse padrão de forma rítmica (figuras 20A e 20C). No entanto, a análise petrográfica evidenciou que o processo diagenético de dissolução do carbonato modificou essas laminações, proporcionando a formação de *dissolution seams* de aspecto irregular, muitas vezes coincidentes com a laminação plana, podendo ser classificadas como pseudolaminação (figura 20D). Na parte superior da fácies Df ocorrem laminações lateralmente contínuas de calcita fibrosa, com textura e hábito semelhantes aos cristais de gipsita, interpretadas como pseudomorfos de evaporitos (figura 21). Além disso, podem ocorrer evaporitos como cimento (anidrita?) preenchendo os poros *vugs* (figura 23F) e marcas onduladas de baixo índice no ritmito ( $H/\lambda=0,076$ ) (figura 20B), onde as paleocorrentes indicam fluxo para 205° Az.

O ritmito dolomito/folhelho exhibe adelgaçamento ascendente do dolomito passando para siltito laminado (Sl). A fácies Sl ocorre como um pacote de 5 metros de espessura e coloração marrom com níveis cinza, que marcam laminações planas, constantes em todo o pacote, como observado na figura 12.



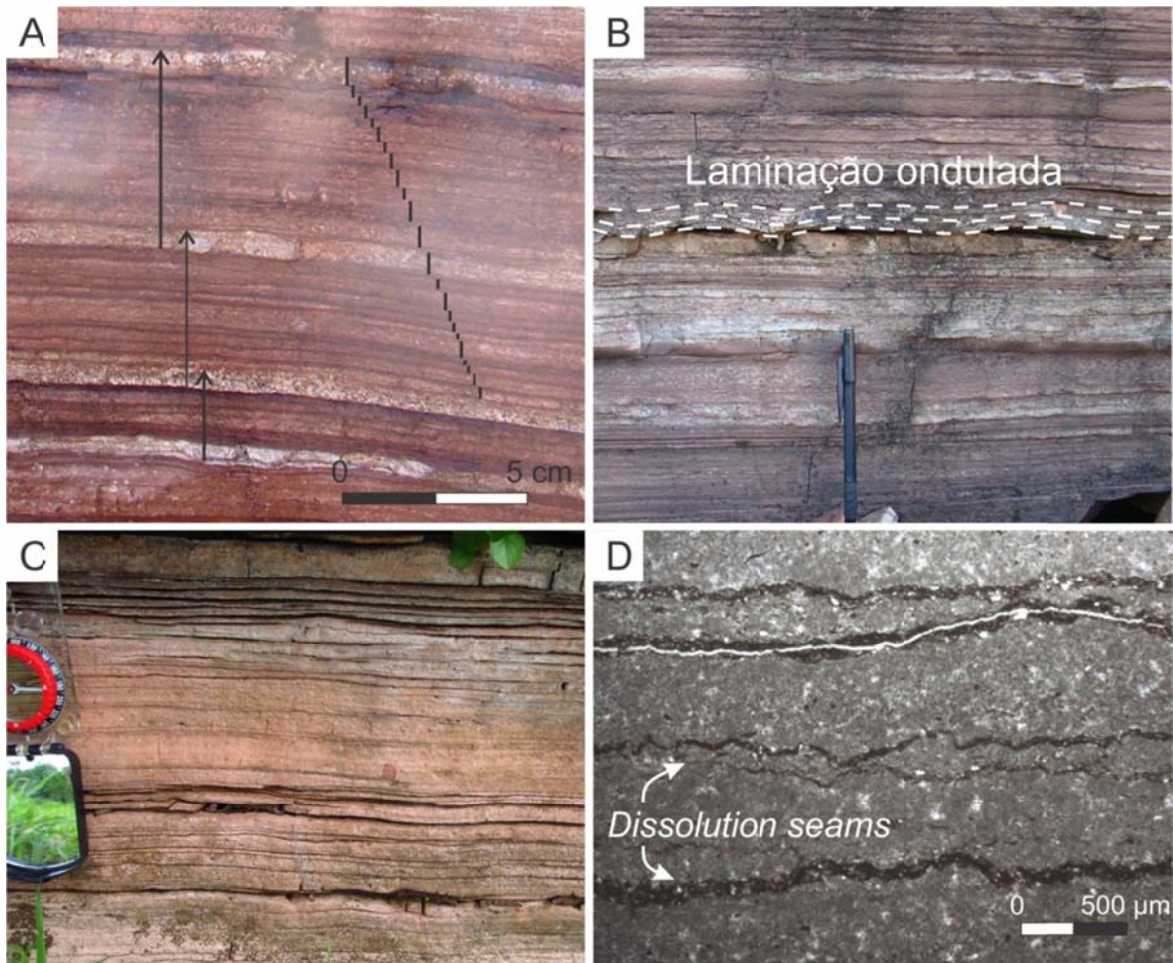


Figura 20. Ritmito da fácies Df com: A) ritmicidade em escala centimétrica a submilimétrica; B) laminações onduladas de corrente com índice baixo da marca ondulada; C) detalhe para a partição de folhelho e D) laminações de folhelho como planos de compactação química (*dissolution seams*) em fotomicrografia (nicóis //).



Figura 21. Amostras de lâminas de calcita fibrosa separadas por níveis de folhelhos de cor marrom. A calcita apresenta textura de evaporito, sendo interpretada como um pseudomorfo de evaporito.

## Interpretação

O padrão repetitivo, constante e lateralmente contínuo das fácies, em uma sucessão de mais de 11 metros da AF3, apresentando dolomito com partição de folhelho (ritmito) e silito com laminação plana, requer um ambiente com alternância de tração e suspensão e restrito às ações de onda, que podem ser associados a ambientes lagunares. Na laguna esta ciclicidade poderia ser explicada pela sazonalidade indicada pela alternância de siliciclásticos com carbonatos peloidais, onde podem ocorrer turbiditos de *underflow* e geração de marcas onduladas, assim como a formação de lâminas de evaporitos (calcita fibrosa como pseudomorfo), bem como cimento de anidrita em poros *vugs* é indicativo de fases de saturação em íons sulfatos no ambiente deposicional. Entretanto, estas particularidades podem ser interpretadas também como influência de correntes de maré. Os recobrimentos pelíticos sobre as lâminas de dolomito em ciclos submilimétricos a centimétricos formam pares de argilito (*mud couplets*) (figura 20) e sugerem muito mais ciclos de enchente e vazante dentro da zona de inframaré (Boersma & Terwindt 1981, De Boer *et al.* 1989, Terwindt 1988, Visser, 1980). A implicação da presença de maré vem ao encontro de uma conexão oceânica compatível com os depósitos marinhos de capa carbonática (Allen & Hoffman 2004). O aumento do influxo de terrígenos em direção ao topo reflete o fim do degelo e o consequente aumento das taxas de intemperismo silicático, que teria propiciado a inibição da precipitação carbonática, tornando o inframaré siliciclástico.

## 5.2 PETROGRAFIA

A grande dificuldade de interpretar e entender a história deposicional desses carbonatos antigos, em termos de seus constituintes, pode causar confusão em sua definição. Devido à grande susceptibilidade à compactação dos peloides, pode haver dúvida na reconstrução das microfácies deposicionais, pois muitos destes já foram desconstituídos, formando textura grumosa, sendo assim tomados por dolomita microcristalina.

Foram identificadas três microfácies carbonáticas, que são: *dolomudstone* com laminação peloidal, *dolomudstone/dolopackstone* peloidal e *dolomudstone/dolograinstone* peloidal. A presença de peloides e laminações peloidais são preponderantes em toda a sucessão carbonática.

### 5.2.1 *Dolomudstone* com laminação peloidal

A microfácies *dolomudstone* com laminação peloidal pode ser em parte resultada dos processos de compactação, que desestabiliza os constituintes peloidais, transformando-os em uma massa grumosa de difícil individualização. A grande frequência de peloides é indicativa de microfácies deposicionais como *dolopackstone*, ou mesmo *dolograinstone*.

A microfácies *dolomudstone* apresenta laminação peloidal constituída por dolomita microcristalina neomorfizada para microesparito e pseudoesparito, perfazendo cerca de 78% da rocha (<40  $\mu\text{m}$ ), apresentando laminação irregular de peloides e grãos terrígenos (figura 22). Os peloides, com concentração de cerca de 3,5% apresentam-se ora dispersos com textura grumosa, ora concentrados formando laminação peloidal. Apresentam espessura entre 0,1 e 3,6 mm e os tamanhos são em média de 100 a 600  $\mu\text{m}$  até 1,1 mm. Quanto à porosidade, caracteriza-se por poros *vugs* com concentração de 5,1%, apresentando formas irregulares (média entre 40 – 600  $\mu\text{m}$ , e máximo de 1,4 mm), que compõem discretas laminações. A cimentação de dolomita equidimensional nos espaços interpeloidais perfaz cerca de 3%. Eventualmente, este cimento pode estar parcialmente dissolvidos formando poros *vugs*, onde podem ocorrer pequenos cristais euédricos de dolomita. Os grãos terrígenos, com concentração de cerca de 5-6%, são essencialmente de quartzo, feldspatos (20- 350  $\mu\text{m}$ ) e micas (<300  $\mu\text{m}$ ). Estilólitos abertos formam porosidade e apresentam concentrações de minerais insolúveis de argila e quartzo. Os minerais autigênicos apresentam formas cúbicas e alongadas, sendo os minerais cúbicos provavelmente de pirita, e os alongados não foram identificados. Em geral os minerais autigênicos têm tamanhos entre 20 – 60  $\mu\text{m}$  e concentração de 1,6 %. Óxidos e hidróxidos de Fe estão presentes em concentração de 1,5%.

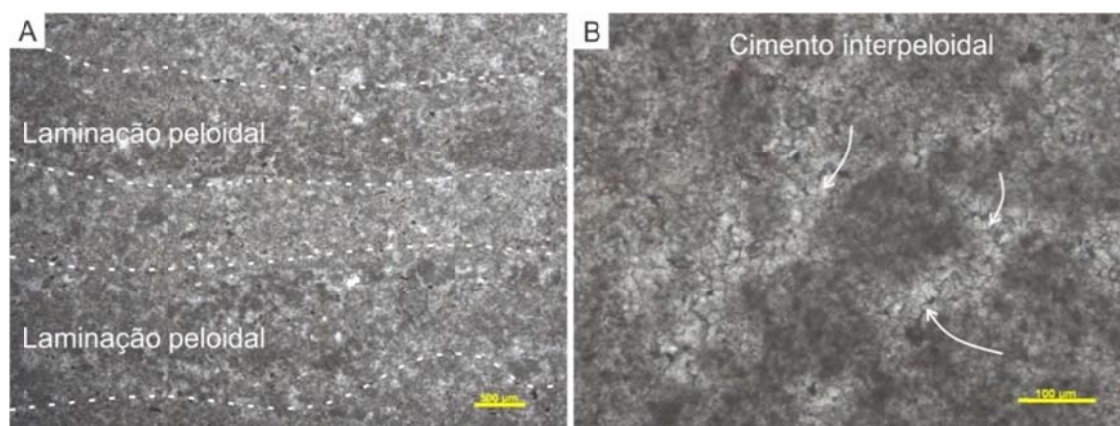


Figura 22. Microfácies *dolomudstone* com laminação peloidal (A) alternada com laminação de dolomita microcristalina levemente neomorfizada. A figura B mostra a presença de peloides marcada pelo cimento interpeloidal de dolomita equidimensional bordejando esses peloides. A e B: nicois |\_.

### 5.2.2 Dolomudstone/dolopackstone peloidal

*Dolomudstone/dolopackstone* peloidal (figura 23) é composto por dolomita microcristalina, neomorfizada para microesparito a pseudoesparito, perfazendo cerca de 68 – 69%, apresentando laminação peloidal e grãos terrígenos. A laminação peloidal, com espessura de 400 – 600  $\mu\text{m}$ , é destacada pelo contraste de peloides maiores (200-300  $\mu\text{m}$ ), formados pela aglutinação de micropeloides (textura grumosa), com lâminas de dolomita microcristalina com peloides menores (20 – 40  $\mu\text{m}$ ). Os peloides perfazem cerca de 12% da rocha. A baixa proporção dos peloides indicada na contagem é devido à compactação, que deforma e homogeniza os grãos peloidais, levando-o a formar textura grumosa, e ao neomorfismo que pode levar a indistinção. Dessa forma grande concentração de peloides é assimilada na matriz dolomicrítica, então neomorfizada.

A porosidade secundária é representada por poros *vugs* e fraturas. As fraturas apresentam largura de cerca de 600  $\mu\text{m}$ . Os poros *vugs* apresentam formas irregulares e tamanhos que variam entre 80  $\mu\text{m}$  a 1 mm, perfazendo cerca de 1,5% da rocha e podem formar discretas laminações irregulares.

Quanto à cimentação, destacam-se o cimento de dolomita em franja (*bladed*) e principalmente o cimento equidimensional, que preenchem a porosidade interpeloidal. A proporção deste cimento interpeloidal é pequena, podendo atingir o máximo de 2-3% da rocha. Além disso, pequenos cristais euédricos de dolomita (30 - 50  $\mu\text{m}$ ) ocorrem nas bordas dos poros *vugs* (0,5 a 2% da rocha).

Grãos terrígenos, principalmente de quartzo (40 – 400  $\mu\text{m}$ ), apresentam concentração de 7-8% e minerais autigênicos de pirita ocorrem com concentração máxima de 2,5%. A presença de estilólitos abertos forma porosidade linear (fratura), e ocorrem argilas e grãos terrígenos de quartzo como minerais insolúveis.

A microfácies *dolomudstone/dolopackstone* peloidal na AF3 ocorre com laminações de folhelho que tangenciam-se, configurando *dissolution seams* formadas pelo material siliciclástico (folhelho). Nesta associação os poros *vugs* são preenchidos por anidrita.

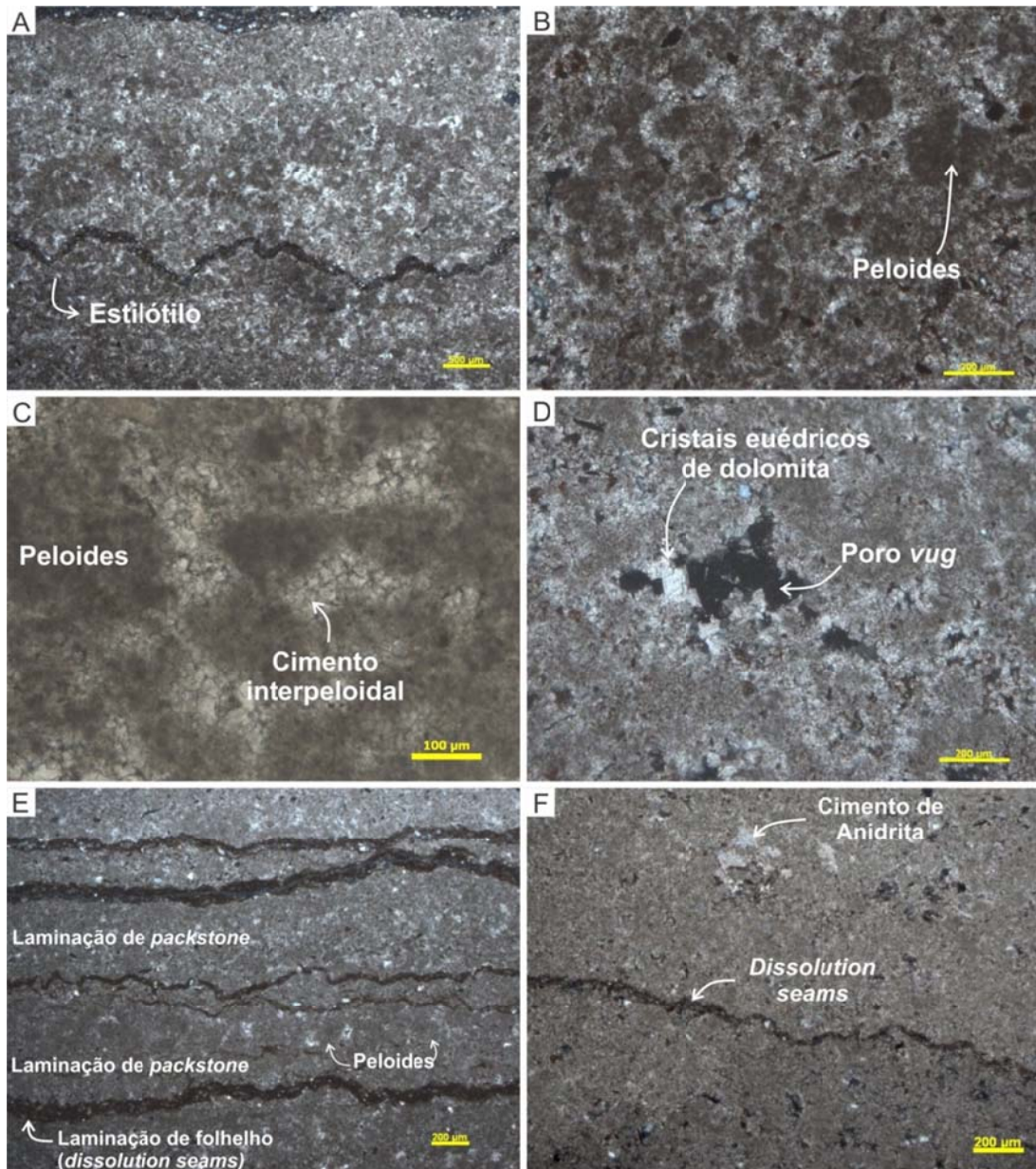


Figura 23. Texturas da microfácies *Dolomudstone/Dolopackstone*: A) grande concentração de peloides com textura grumosa; B) peloides com formas arredondadas a elipsoidais podendo estar aglutinados (grumos) ou individualizados; C) cimento de dolomita equidimensional nos espaços interpeloidais; D) poro *vug* com cimento de dolomita euédrica; E) laminação formada pelo folhelho, caracterizada como *dissolution seams* intercalada com laminações de *dolopackstone*; F) presença de cimento de anidrita nos poros *vugs*.

### 5.2.3 Dolomudstone/dolograinstone peloidal

A microfácies *dolomudstone/dolograinstone* peloidal apresenta-se com laminações de *dolomudstone* alternadas com *dolograinstone* intercaladas por laminações de folhelhos (figura 24). Os níveis siliciclásticos constituem laminações irregulares de argilas (principalmente esmectitas) e micas (Ilita), caracterizando planos de compactação química (*dissolution seams*) com concentração de cerca de 3% da rocha. Os peloides, quando podem ser individualizados exibem formas arredondadas e elipsoidais e quando a identificação não permite é observada

apenas em sua textura grumosa. Os poros são principalmente *vugs* com concentração de cerca de 2% e poros provenientes das aberturas nos planos de *dissolution seams*. Minerais autigênicos opacos de hábitos cúbicos são associados à pirita.

As amostras da microfácies *dolograinstone* que ocorrem no afloramento de Chupinguaia, apresenta cimentação de calcita nos espaços interpeloidais, e em algumas porções a calcita substitui a dolomita formando cristais poiquilotópicos, os quais podem representar mais de 80% da rocha. Os cristais poiquilotópicos de calcita apresentam bordas irregulares (anedrais), com textura indicativa de recristalização. Além disso, ocorre cimento de calcita (cerca de 2-3%) nos espaços formados nas aberturas das *dissolution seams*. A porosidade linear formada ocorrem em diagênese de soerguimento, inferindo que o momento de precipitação desta calcita é bem posterior (Tucker & Wright 1990). Este evento magmático foi, provavelmente, o agente de percolação de fluidos quentes, transformando alguns horizontes em rochas praticamente formadas por cimento de calcita poiquilotópica (*cementstone*) e causando recristalização desses cristais, os quais mostram bordas anedrais de aspecto corroído.

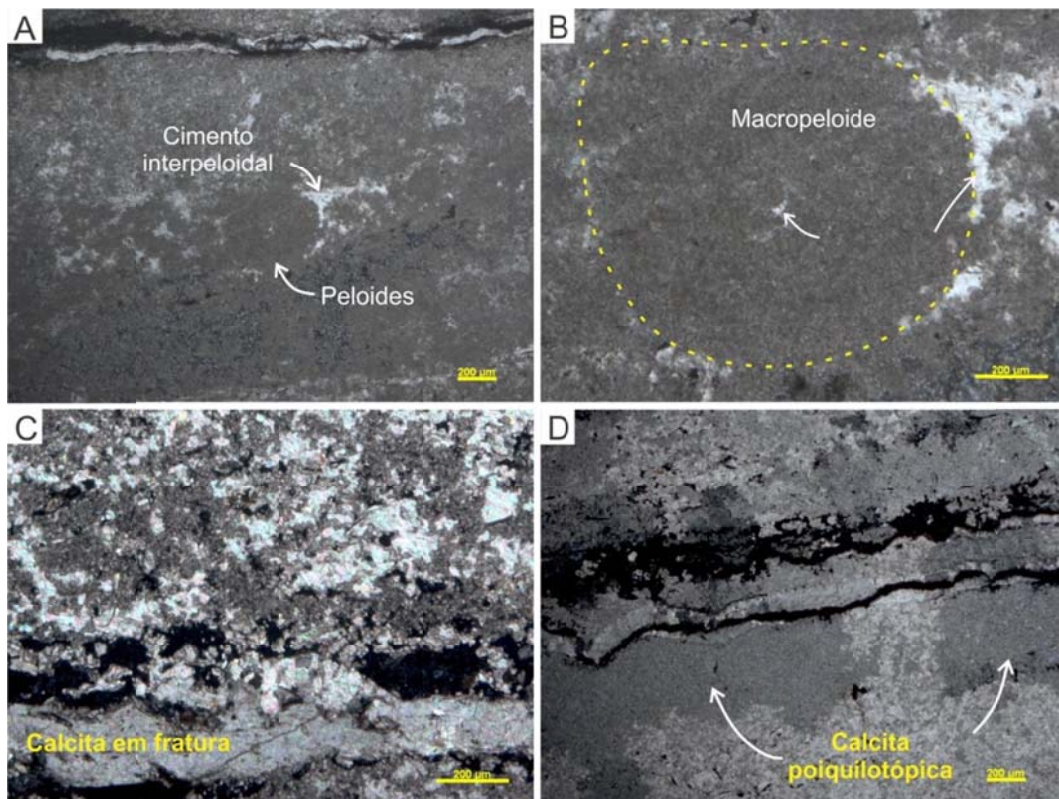


Figura 24. Texturas da microfácies *dolomudstone/dolograinstone*: A) dolomitos peloidais com textura grumosa, porém apresentam peloides bem individualizados e com cimento de calcita nos espaços interpeloidais, caracterizando um *dolograinstone*, onde ocorrem associadas lâminas de *dolomudstone*; B) grumo peloidal formado pela junção de peloides menores. Notar a presença de cimento de calcita, inter e intrapeloidal (setas); C) substituição do dolomicrito por calcita e preenchimento de fratura; D) substituição quase total do dolomicrito por calcita, onde forma grandes cristais poiquilotópicos com bordas anedrais destacadas pela extinção dos cristais em ângulos diferentes.

#### 5.2.4 Aspectos Diagenéticos

A análise dos eventos diagenéticos permitiu a identificação de 6 processos: neomorfismo, compactação química, cimentação, recristalização, formação de porosidade secundária e formação de minerais autigênicos.

O neomorfismo não alterou substancialmente a textura microcristalina dos dolomitos, indicando que este não se desenvolveu durante os estágios finais de soterramento. No entanto, a progressão dos processos diagenéticos é marcada pela presença de estilólitos juntamente com *dissolution seams*, que indica avançada compactação química durante o soterramento (mesodiagênese).

A cimentação ocorreu em três momentos, evidenciados por: *i*) presença de cimento equidimensional e em franja do tipo *bladed* nos espaços interpeloidais, indicando rápida cimentação marinha singenética (eodiagênese); *ii*) presença de dolomita euédrica nos poros *vugs*, que ocorre em diagênese de soterramento; *iii*) cimentação de calcita poiquilotópica preenchendo porosidade e envolvendo matriz dolomicrítica. O aspecto *i* aponta para uma textura primária observada em todos os afloramentos estudados. O aspecto *ii* sugere formação de porosidade (*vugs*) com preenchimento de dolomita euédrica durante a mesodiagênese. Em contraste, o aspecto *iii* é restrito aos afloramentos de Chupinguaia e sugere condições de mesodiagênese avançada a telodiagênese e está influenciado pelas interações com os derrames basálticos da Formação Anari.

Fluidos quentes provenientes dos processos de colocação dos derrames favoreceram a precipitação de calcita poiquilotópica (ver capítulo 5.2.3), cujo crescimento envolveu parte da matriz (figura 24D, 25A). A calcita poiquilotópica apresenta bordas anedrais, características de recristalização, a qual é resposta a esta interação termal devido ao magmatismo (figura 24D).

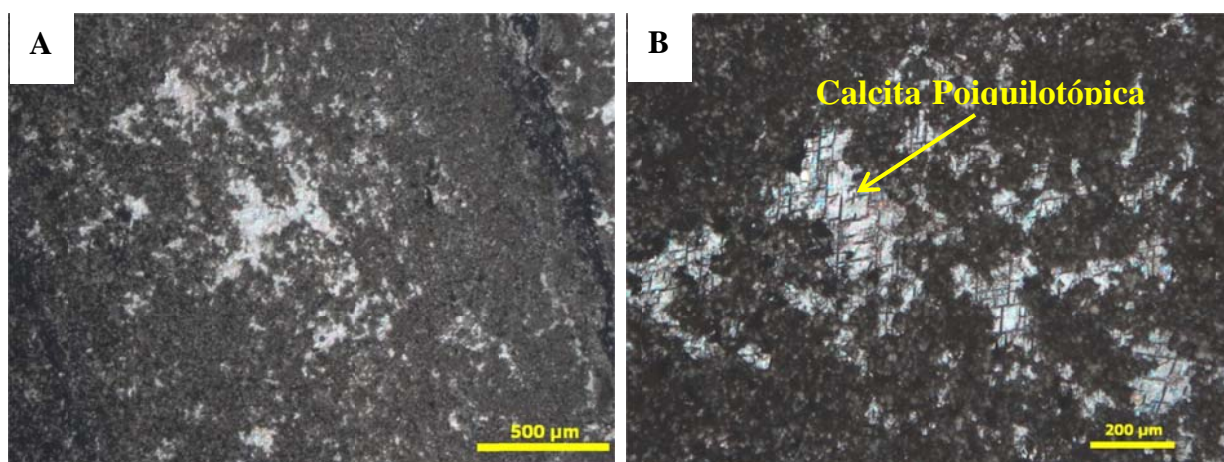


Figura 25. Calcita poiquilotópica envolvendo matriz dolomítica peloidal (A). A figura B mostra o detalhe de um cristal de calcita que aparentemente preenche porosidade, no entanto é apenas uma porção de um único cristal que envolve o dolomito.

Dois momentos foram responsáveis pela formação de porosidade secundária, sendo o primeiro de formação dos poros *vugs* (mesodiagênese) e o segundo de formação de aberturas em estilólitos e *dissolution seams*, formadas pelo alívio de pressão na telodiagênese (Tucker & Wright 1990). A pequena proporção de poros *vugs*, e em tamanhos reduzidos, indica que durante o soterramento houve pouca interação de fluidos, corroborada pela baixa concentração de cimento de dolomita euédrica nesses poros.

O processo de autigênese formou pequenos cristais opacos, principalmente de pirita, em concentração que não ultrapassou 3%, com médias abaixo de 1%. A diagênese de soerguimento (telodiagênese), em ambiente oxidante, formou os minerais de oxi-hidróxidos de Fe, que poderiam ter formado envelopes ferruginosos em minerais não identificados.

### 5.3 ISÓTOPOS DE C E O

A baixa frequência de fósseis e de material apropriado para a datação de idades absolutas, como rochas vulcânicas, dificultam a obtenção da idade de rochas carbonáticas neoproterozoicas do sudoeste do Cráton Amazônico. Acritarcos, esferomorfos e metazoários têm fornecido um parâmetro de idade relativa neoproterozoica para os depósitos da Faixa Paraguai, também datados pelo método Pb-Pb (Babinski *et al* 2006, Hidalgo 2007, Romero *et al.* 2013). Outra técnica mundialmente utilizada é a construção de curvas de isótopos de C obtidas de depósitos ligados às glaciações globais neoproterozoicas (Halverson *et al.* 2005, 2010, Hoffman & Schrag 2002). Dessa forma, as curvas de C e O têm fornecido padrões representativos dos principais eventos ocorridos no Neoproterozoico, guiando as correlações estratigráficas em escala regional e global a partir da elaboração de arcabouços



químioestratigráficos mais precisos (Frimmel 2010, Halverson *et al.* 2005, Hoffman & Schrag 2002, Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995, Kennedy *et al.* 2001).

A composição isotópica de depósitos marinhos carbonáticos reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar através do tempo geológico. No entanto, para carbonatos pré-cambrianos é imprescindível determinar se os processos diagenéticos alteraram a composição isotópica do C e O. Os isótopos de C são mais resistentes à alteração diagenética, tendendo a preservar seu valor primário, enquanto que os de O são alterados mais facilmente, sendo usados como instrumento para constatar o valor primário de C (Jacobsen & Kaufman 1999). Segundo estes autores, valores negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  mais baixos que  $-10\text{‰}$  são considerados alterados, e para valores acima destes, considera-se o valor primário para o C. Em uma sucessão carbonática, a pouca variação dos valores isotópicos e a covariância entre o C e O, também são indicativos de alteração (Ader *et al.* 2009).

Para os carbonatos de capa neoproterozoicos o  $\delta^{13}\text{C}$  varia em valores próximos de  $-5\text{‰}$ , representando o valor médio dos mares nesse período pós-glacial (Halverson *et al.* 2005, 2010, Hoffman & Schrag 2002). No entanto, variações ambientais, como mares restritos e estratificação da coluna d'água, são fatores que podem influenciar na variação desse valor (Ader *et al.* 2009). Os dolomitos estudados apresentam pouca variação microfaciológica, assim como texturas e estruturas bem preservadas, como micro e macropeloides, estratificações cruzadas e dolomita microcristalina pouco neomorfisada, além de baixa taxa de cimentação ( $\sim 1\text{-}3\%$ ), indícios estes de pouca alteração diagenética.

As amostras analisadas de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentam valores entre  $-2,77\text{‰}$  e  $-5,21\text{‰}$  e de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-6,40\text{‰}$  e  $-10,45\text{‰}$  (tabela 2), sem clara covariância entre eles (figura 26). Apesar da amplitude de variação do C e O, ambos não apresentam variações significativas nas curvas, com média dos valores de  $-3,15\text{‰}$  e desvio padrão de  $0,38\text{‰}$  em relação ao  $\delta^{13}\text{C}$  e média de  $-7,36\text{‰}$  e desvio padrão de  $0,61\text{‰}$  em relação ao  $\delta^{18}\text{O}$ . Os maiores desvios nos sinais isotópicos são pontuais e ocorrem próximos às superfícies estratigráficas e mudanças de fácies, evidenciados pelo aparecimento dos macropeloides e truncamentos de baixo ângulo (figura 27). A baixa variação dos valores isotópicos pode estar associada à pouca variação faciológica. As análises petrográficas associadas à interpretação dos sinais isotópicos apontam para o sinal primário de C e O.

Embora os valores da capa carbonática de Rondônia sejam enriquecidos em relação àqueles encontrados nas ocorrências do Estado do Mato Grosso, nitidamente são comparáveis

com os encontrados nas principais capas carbonáticas do mundo, como no Canadá (Formação Ravensthoat), Namíbia (Membro Keilberg da Formação Maieberg) e Austrália (Formação Nuccaleena) (figura 5). A predominância do sinal isotópico de C em todas as associações de fácies indica que a composição isotópica da água do mar não se modificou ao longo do tempo, corroborando uma persistência do ambiente marinho raso, onde apenas o aumento do influxo siliciclástico foi significativo.

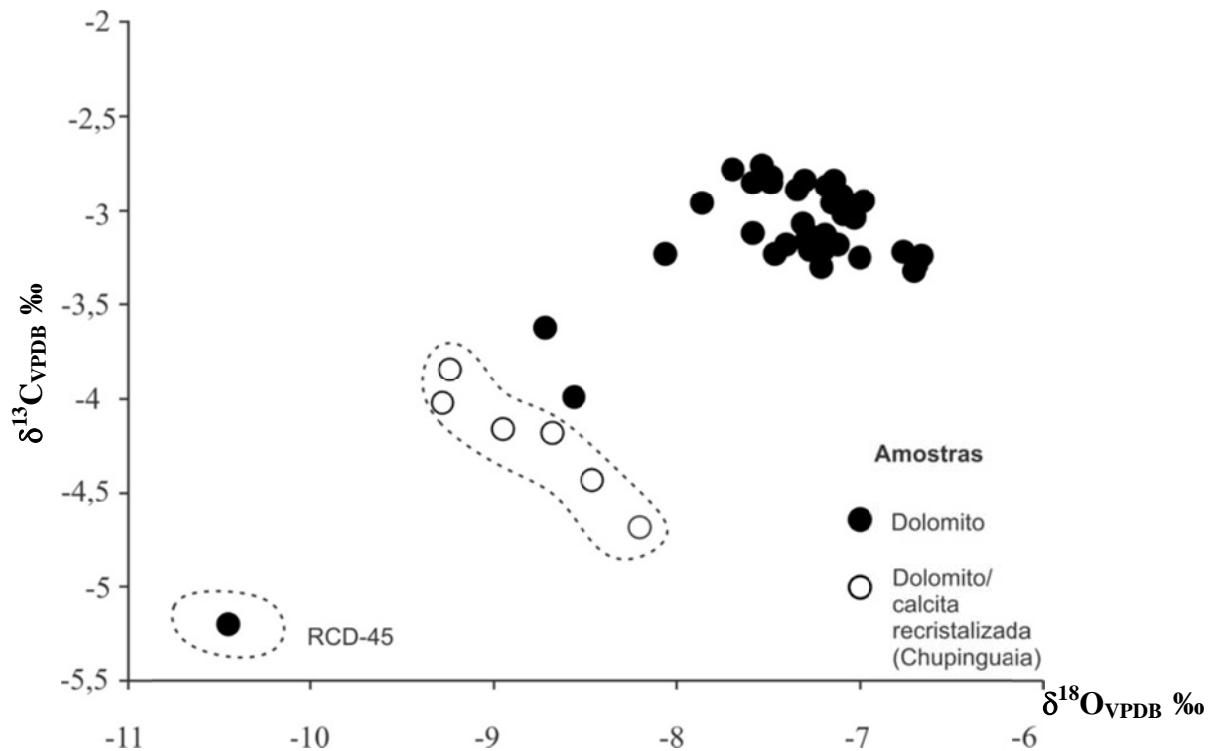


Figura 26. Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  indicando ausência de covariância e pouco indício de alteração diagenética. As amostras destacadas podem ter sido parcialmente alteradas pela diagênese meteórica e por eventos termais relacionados à colocação de rochas básicas.

Tabela 2. Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  da capa carbonática de Rondônia.

<b>Litologia</b>	<b>Associação</b>	<b>Posição (m)</b>	<b>Amostra</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} \text{‰}</math></b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{‰}</math></b>
<b>Pimenta Bueno</b>					
Dolomito		1,55	RCD 1	-3.25	-6.66
Dolomito		1,75	RCD 2	-3.23	-6.76
Dolomito		1,9	RCD 3	-3.33	-6.70
Dolomito		2,0	RCD 4	-3.05	-7.03
Dolomito		2,2	RCD 5	-3.30	-6.69
Dolomito		2,4	RCD 6	-4.00	-8.56
Dolomito		2,6	RCD 7	-3.26	-7.00
Dolomito		2,8	RCD 8	-3.14	-7.19
Dolomito	<b>Plataforma rasa influenciada por ondas</b>	3,0	RCD 9	-3.15	-7.20
Dolomito		3,2	RCD 10	-3.17	-7.20
Dolomito		3,3	RCD 11	-3.16	-7.20
Dolomito		3,4	RCD 12	-3.19	-7.26
Dolomito		3,6	RCD 13	-3.18	-7.16
Dolomito		3,8	RCD 14	-3.22	-7.27
Dolomito		4,0	RCD 15	-3.22	-7.20
Dolomito		4,1	RCD 16	-3.19	-7.21
Dolomito		4,3	RCD 17	-3.19	-7.12
Dolomito		4,6	RCD 18	-2.93	-7.10
Dolomito		4,8	RCD 19	-3.15	-7.26
Dolomito		5,0	RCD 20	-3.63	-8.72
Dolomito com folhelho		5,4	RCD 21	-3.08	-7.31
Dolomito com folhelho		5,6	RCD 22	-2.97	-7.15
Dolomito com folhelho		5,8	RCD 23	-3.04	-7.03
Dolomito com folhelho		6,1	RCD 24	-3.31	-7.21
Dolomito com folhelho		6,4	RCD 25	-3.13	-7.58
Dolomito com folhelho		6,6	RCD 26	-2.90	-7.34
Dolomito com folhelho		6,8	RCD 27	-2.86	-7.48
Dolomito com folhelho		7,0	RCD 28	-2.85	-7.30
Dolomito com folhelho		7,2	RCD 29	-2.86	-7.58
Dolomito com folhelho		7,4	RCD 30	-2.79	-7.69
Dolomito com folhelho	<b>Plataforma rasa influenciada por maré</b>	7,6	RCD 31	-2.77	-7.53
Dolomito com folhelho		7,8	RCD 32	-2.97	-7.86
Dolomito com folhelho		8,2	RCD 33	-2.83	-7.48
Dolomito com folhelho		8,4	RCD 34	-2.85	-7.14
Dolomito com folhelho		8,6	RCD 35	-3.24	-7.46
Dolomito com folhelho		8,8	RCD 36	-3.19	-7.40
Dolomito com folhelho		9,1	RCD 37	-2.88	-7.18
Dolomito com folhelho		9,3	RCD 38	-2.97	-7.10
Dolomito com folhelho		9,5	RCD 39	-2.96	-6.98
Dolomito com folhelho		9,8	RCD 40	-3.00	-7.09
Dolomito com folhelho		9,9	RCD 41	-3.01	-7.04
Dolomito com folhelho		10,0	RCD 42	-3.17	-7.29
Dolomito com folhelho		10,2	RCD 43	-3.24	-8.06
Dolomito com folhelho		10,4	RCD 44	-3.03	-7.09
Dolomito com folhelho		10,6	RCD 45	-5.21	-10.45
<b>Chupinguaia</b>					
Dolomito/calcita recristalizada		6,1	CHU 2	-4.69	-8.20
Dolomito/calcita recristalizada	<b>Plataforma rasa influenciada por maré</b>	6,3	CHU 3	-4.19	-8.68
Dolomito/calcita recristalizada		6,5	CHU 4	-4.17	-8.95
Dolomito/calcita recristalizada		6,7	CHU 5	-4.03	-9.28
Dolomito/calcita recristalizada		6,9	CHU 6	-4.44	-8.46
Dolomito/calcita recristalizada		7,1	CHU 7	-3.85	-9.24

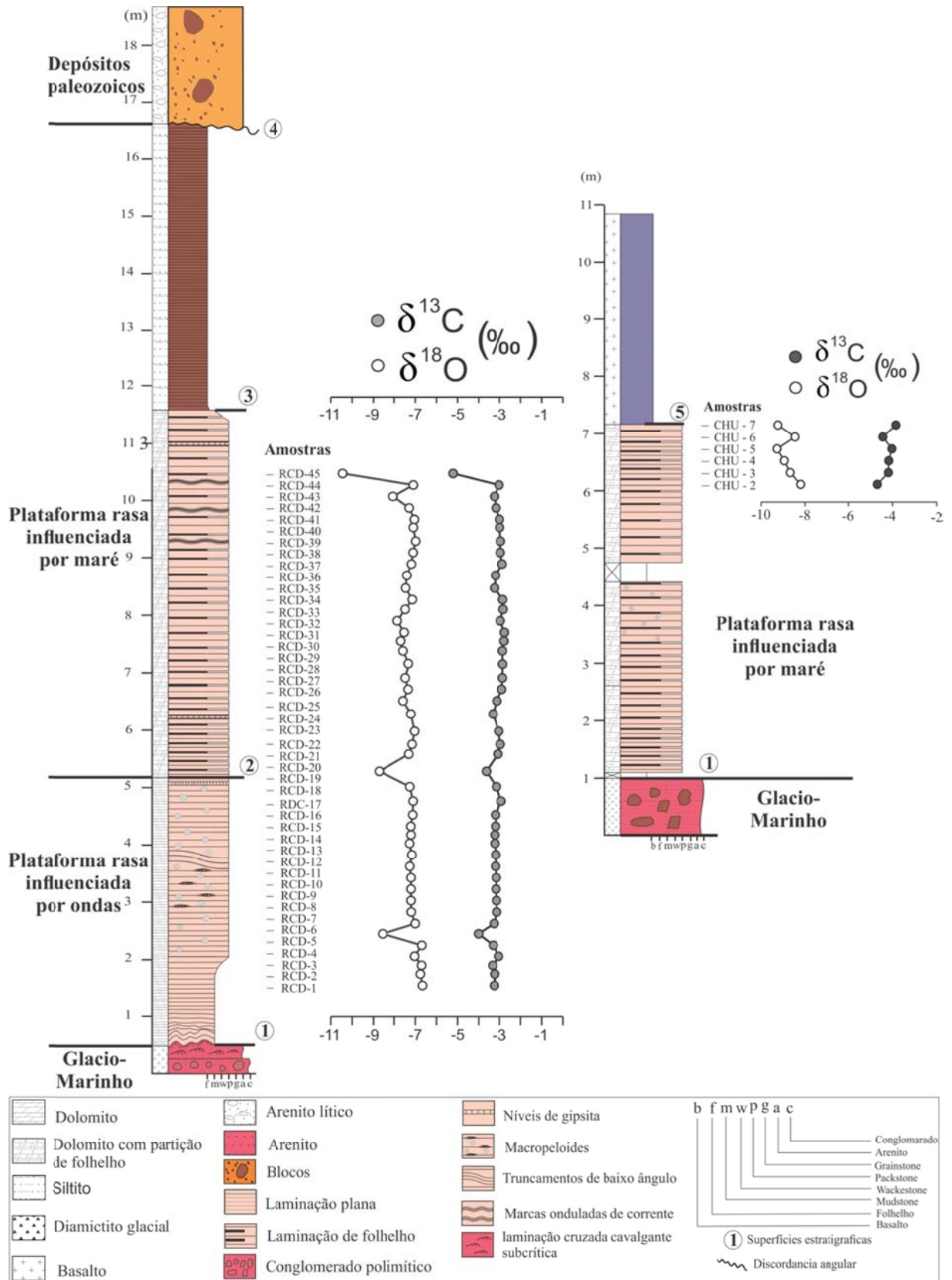


Figura 27. Perfis da capa carbonática onde foram obtidos os valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e seu ambiente deposicional associado.

## 5.4 ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL

### 5.4.1 Superfícies estratigráficas

As 6 superfícies estratigráficas (S) identificadas marcam tanto as mudanças das fácies quanto o padrão de disposição das camadas. A superfície 0 (S0) representa o contato dos diamictitos glaciais com as rochas do embasamento do Cráton Amazônico. A S1 representa uma mudança brusca de fácies, assim como as S2 e S3. A S5 é o limite com os derrames basálticos, sem conotação sedimentar e a superfície S4 representa limite de sequência.

A S1 é a base da capa e representa um contato brusco, não erosivo e com deformação plástica, entre o diamictito glacial e o dolomito. Estas características são descritas também na capa carbonática exposta na Mina Terconi, Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso (Nogueira *et al.* 2003, Soares *et al.* 2013). O contato deformado tem sido interpretado como produto de deformação sinsedimentar relacionado ao *rebound* isostático ocorrido após a glaciação Marinoana (635 Ma) e indica rápida passagem de condições de clima glacial para de clima quente, explicada nos modelos de *Snowball/Slushball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Hyde *et al.* 2000). A S1 é considerada aqui como uma expressiva indicação dos processos pós-glaciais que ocorreram no Cráton Amazônico ligado a glaciação Marinoana e representa uma superfície de correlação entre as ocorrências de capa carbonática do referido Cráton.

As fácies dolomíticas sobrepostas a S1 representam depósitos de plataforma interna, primeiramente abaixo da ação de ondas normais, com esporádica ação de ondas de tempestades (truncamentos de baixo ângulo) (De Raff *et al.* 1977). Em direção ao topo da associação de fácies 2, as fácies mostram maior influência da ação de ondas normais, com estruturas como megamarcas onduladas e laminações onduladas.

A S2 é marcada por uma mudança faciológica dos dolomitos laminados (Dp, Dm e Dt) para os ritmitos (Df), onde o contato é caracterizado como brusco e não erosivo. Acima dos ritmitos, os siltitos laminados marcam uma mudança das condições geoquímicas da água com o desaparecimento dos carbonatos e predominância da sedimentação siliciclástica. Essa mudança faciológica representa a superfície 3.

As superfícies 4 e 5 são limites de sequência. A S4 corresponde a uma discordância angular que separa a sequência neoproterozoica da eopaleozoica (diamictitos glaciais), compreendendo as rochas da base da Bacia dos Parecis. Na borda sul do Gráben Colorado, na

seção de Chupinguaia, a superfície S5 é marcada pela passagem brusca de ritmitos para os Basaltos da Formação Anarí, Jurássico da Bacia dos Parecis.

#### 5.4.2 Modelo de Evolução Paleoambiental

A mudança das condições glaciais marinoanas para de clima quente, propiciou o recuo das geleiras e a formação de *icebergs* no estágio inicial da deposição da capa carbonática. A migração das geleiras por sobre o embasamento gerou a deposição dos diamictos ou *tills* de alojamento a partir da abrasão do substrato provavelmente relacionada a uma região costeira. O contínuo aumento da temperatura propiciou a diminuição dos corpos de gelo, permitindo o início do *rebound* isostático, onde a zona costeira permanecia, em função do soerguimento, com lâmina d'água relativamente rasa (Nogueira *et al.* 2003). O desprendimento contínuo do gelo em *icebergs* permitiu o aumento do *fetch* e conseqüentemente o aumento do fluxo oscilatório, retrabalhando areias no topo dos diamictos depositados. Clastos pingados juntamente com alta carga de suspensão advindos dos *icebergs* contribuíram também na deposição destas areias (figura 28 – T1). O influxo siliciclástico foi paulatinamente reduzido nas águas de degelo com o desaparecimento das condições glaciais. O confinamento parcial gerado pela morfologia do substrato, geralmente irregular em função da deposição errática dos corpos de diamictos, gerou várias áreas com profundidades métricas e relativamente protegidas da maior ação de marés e ondas, similar a corpos lagunares (figura 28 – T1 e T2). O contínuo aumento da temperatura e a inclusão de águas de degelo ricas em nutrientes favoreceram a proliferação de bactérias redutoras de sulfato, as quais metabolizaram o ácido carbônico e sulfatos e criaram um microambiente alcalino com presença de íons de  $Mg^{2+}$  e  $CO_3^{2-}$ , rompendo a barreira cinética e promovendo a precipitação de lama dolomítica na forma de micro e macropeloides (Vasconcelos *et al.* 1995) (figura 28 – T2). Os macropeloides foram gerados devido à agregação de partículas peloidais e a rápida cimentação marinha com a pré-litificação do gel dolomítico, favorecendo sua preservação (Riding 2000).

O movimento transgressivo causou o aumento da lâmina d'água, porém o ambiente raso gerado foi mantido principalmente durante o início da sedimentação carbonática, induzido pelo paulatino soerguimento causado pela retirada do peso do gelo das zonas costeiras (*rebound* isostático). A deformação sinsedimentar, na forma de estruturas de sobrecarga métricas no primeiro metro do gel dolomítico, sugere ajustamentos hidroplásticos juntamente com o diamictito (Nogueira *et al.* 2003, Soares *et al.* 2013). Choques sísmicos induzidos pelo *rebound* isostático têm sido aventados para a geração destas estruturas no

início da deposição da capa carbonática no Cráton Amazônico (Soares *et al.* 2013). A retomada da sedimentação é demonstrada pela mudança transicional dos estratos deformados para planares em direção ao topo da sucessão.

O aumento da área livre do gelo gerou uma ampla área de *fetch*, onde ondas normais e de tempestades retrabalharam o substrato rico em partículas peloidais (figura 28 – T3). Com a redução do movimento isostático, houve aumento do espaço de acomodação devido à subsidência pós-*rebound* e progressivo aumento do nível do mar. A predominância do movimento transgressivo pós-glacial foi acompanhado pelo aumento do influxo siliciclástico, em função das altas taxas de intemperismo promovidas pela exposição das rochas do continente, anteriormente cobertas pelas geleiras. A sedimentação dolomítica foi se intercalando com pelitos retrabalhados por processos de correntes de maré e, nesse contexto, formam-se ritmitos com presença de *mud couplets*, os quais são comumente encontrados e preservados na zona de intermaré, porém são principalmente associados à zona de inframaré (Terwindt 1988, Visser 1980) (figura 28 – T4). Esse ritmitos, dolomito e lama, são substituídos por depósitos com predominância de suspensão dentro da zona de inframaré (figura 28 – T4). Variações da salinidade proporcionaram a concentração dos íons sulfatos dissolvidos na água, promovendo precipitação restrita de evaporitos (lâminas de evaporitos) nas camadas de ritmitos.

A sucessão estudada está truncada por uma discordância erosiva, o que inibe uma melhor avaliação da história deposicional final da capa carbonática. Estima-se que o hiato seja de pelo menos 200 milhões de anos, o que revela um expressivo soerguimento da região, provavelmente associado aos eventos da tectônica Pan-Africana-Brasileira que afetaram o sul do Cráton Amazônico (Bizzi *et al.* 2003). Durante o Eopaleozoico, esta região foi afetada por subsidência com a instalação da Bacia dos Parecis, que inicia com a deposição de sedimentos glaciais da Formação Pimenta Bueno, registrada no perfil estudado como arenitos líticos com blocos.

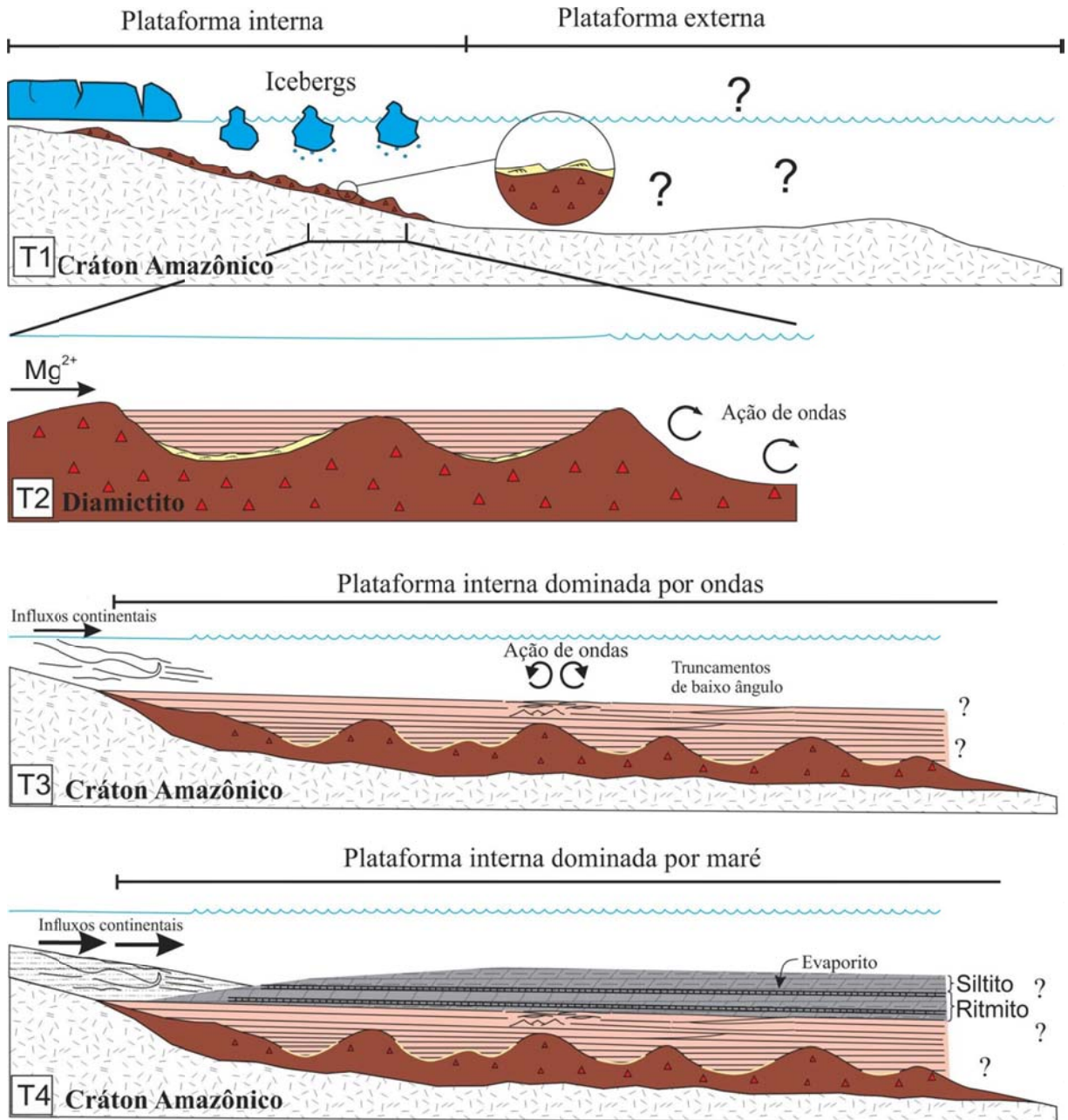


Figura 28. Evolução paleoambiental da capa carbonática de Rondônia. Símbolo: T=Tempo.



## **6 DISCUSSÃO SOBRE AS OCORRÊNCIAS DE CAPA CARBONÁTICA NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Neste capítulo são feitas algumas comparações do ponto de vista estratigráfico, faciológico e diagenético entre as sucessões aflorantes da capa carbonática expostas nos estados do Mato Grosso e Rondônia.

### **6.1 FÁCIES E PALEOAMBIENTE**

As principais semelhanças estão relacionadas às fácies deposicionais, onde ambas as ocorrências apresentam dolomito de coloração rosada, com laminação plana a quasi-planar, laminações onduladas, megamarcas onduladas e truncamentos de baixo ângulo com presença de micro e macropeloides e fábrica fitada de estilólitos. Além disso, em ambas, o contato basal com o diamictito glacial apresenta deformação sinsedimentar similar às ocorrências expostas no Estado do Mato Grosso. Essas características permitem fazer correlação direta dessa porção basal de ambas as capas (figura 29). No entanto, algumas características comuns às capas carbonáticas não foram observadas, tais como leques de cristais de calcita (pseudomorfo de aragonita) e estruturas em tubos.

A parte superior da capa de Rondônia, que apresenta dolomito com partição de folhelho com níveis de pseudomorfos de evaporito, não apresenta correlação direta com as rochas do Mato Grosso. Siliciclásticos finos são observados em ambas as ocorrências de capa no Mato Grosso, sendo que em Mirassol d'Oeste apenas uma lâmina de siltito é descrita no contato com os calcários da Formação Guia, enquanto que em Tangará da Serra, os siliciclásticos são mais espessos e ligados principalmente aos dolomitos basais (Soares 2012), sendo mais correlatos com a ocorrência de Rondônia. Até o momento não foram encontrados os litotipos correlatos à Formação Guia em Rondônia. Entretanto, a interpretação de processos de maré na sucessão estudada é concordante com a tendência retrogradante, comumente encontrada nas capas carbonáticas neoproterozoicas. Vale ressaltar que em Rondônia a sucessão foi truncada por um evento erosivo que persistiu até o Eopaleozoico, obliterando em grande parte o registro deposicional do Marinoano.

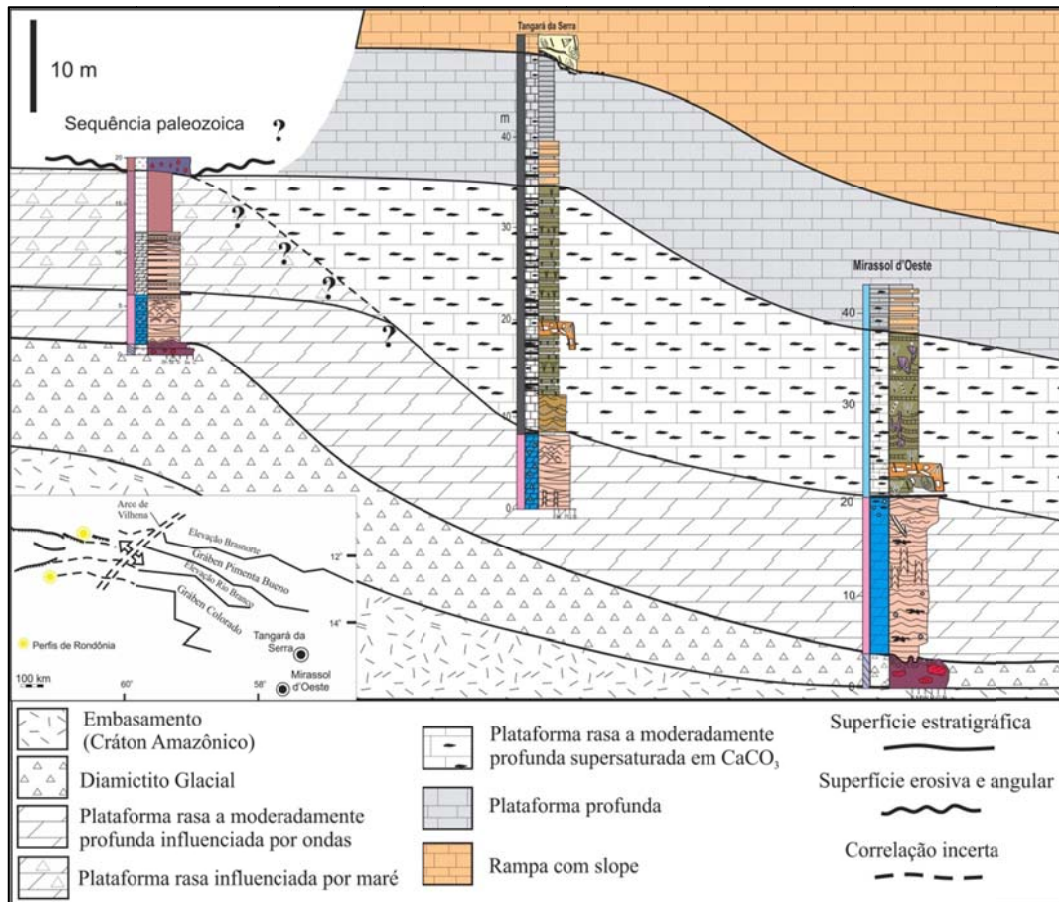


Figura 29. Correlação indireta entre as capas carbonáticas de Rondônia e Mato Grosso (regiões de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste).

## 6.2 PETROGRAFIA E ASPECTOS DIAGENÉTICOS

As microfácies carbonáticas apresentam muitas similaridades, como a presença de *dolomudstones*, *dolomudstone/dolopackstones*, e *dolomudstone/dolograinstones*. Os pontos chaves de comparação são a presença de dolomita microcristalina levemente neomorfizada para microesparito e pseudoesparito e principalmente as laminações peloidais, com contrastes de cimentação e tamanho de peloides, os quais apresentam em geral textura grumosa. As feições diagenéticas também podem ter correlação, como o caso de cimento de dolomita equidimensional nos espaços interpeloidais e cimento de dolomita euédrica nos poros *vugs* (figura 30). No entanto, algumas feições não ocorrem em Rondônia como os poros fenestrais impregnados com hidrocarbonetos (Nogueira 2003). Além disso, a presença de hidrocarbonetos favoreceu a dissolução e o alargamento de poros interpeloidais, assim como formação de dolomita em sela nesses poros (Nogueira 2003). Dessa forma, as principais diferenças são relacionadas à diagênese, associadas a características locais, como a presença de derrames basálticos, que modificaram a textura original das rochas aflorantes em Chupinguaia, Rondônia.

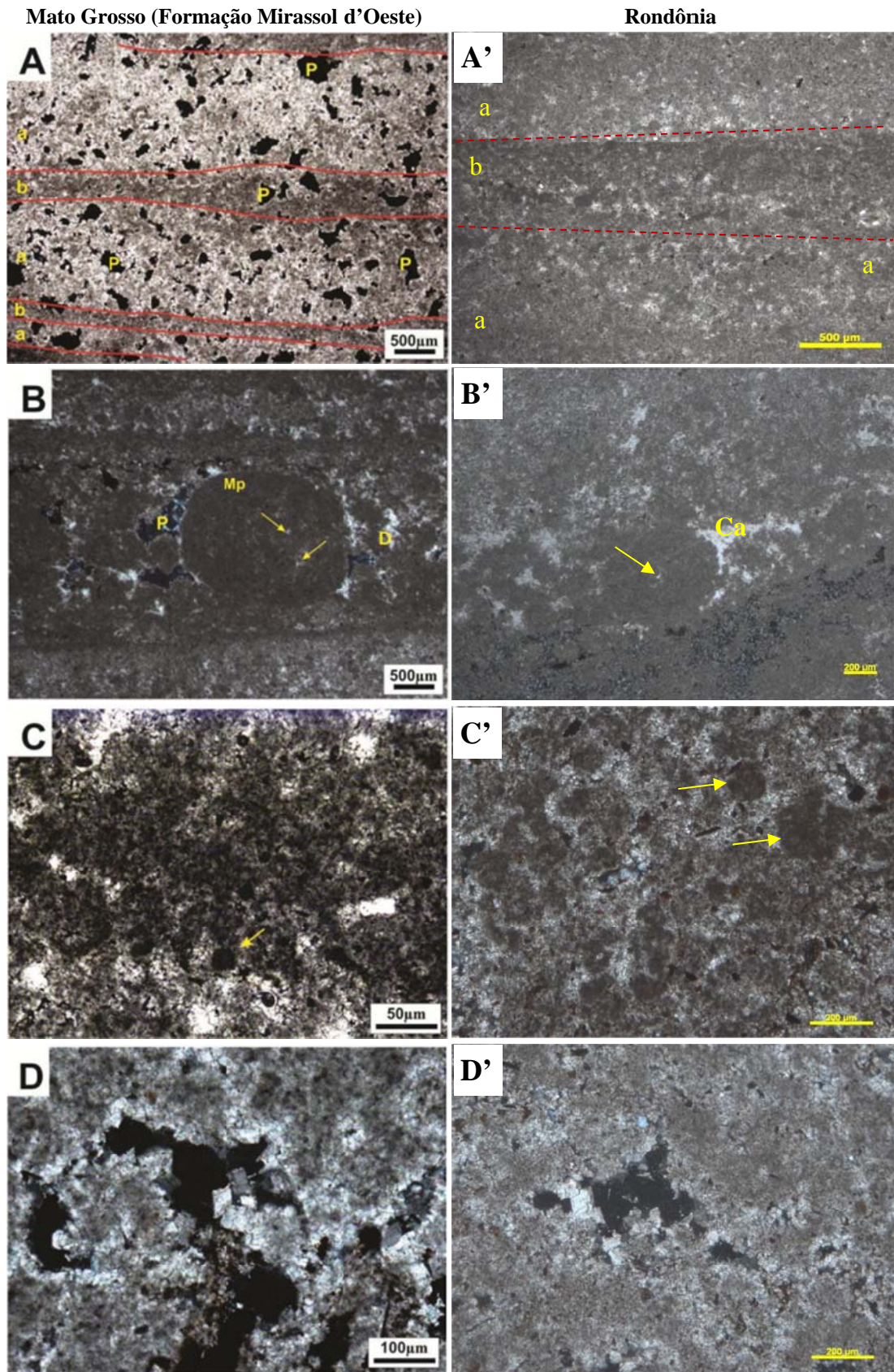


Figura 30. Comparação dos aspectos petrográficos entre as capas carbonáticas. A/A': intercalação de laminações de dolomito apresentando poucos peloides (a) e porosidade *vug* (p) e lâminas de micro a macropeloides com poucos poros. B/B': macropeloides com cimentação interpeloidal de dolomita (D) – figura B – e calcita (Ca) – figura B' –, e cimento intrapeloidal (entre micropeloides que formam os macropeloides), indicados pela seta amarela. C/C': textura grumosa dos micropeloides e peloides individualizados (seta). D/D': cimento de dolomita euédrica nas bordas de poros *vugs*.

### 6.3 ISÓTOPOS

Na região de Mirassol d'Oeste, Font *et al.* (2006) e Nogueira *et al.* (2003, 2007) registraram valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , que começam com -8‰ no primeiro metro e passam para valores de -5 e -4‰ e no topo é caracterizado por valores de -3‰, ou seja, menos depletados para o topo. Os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  na capa dolomítica de Tangará da Serra apresentam sinais entre -6 e -5‰ e apresentam as mesmas variações que ocorrem em Mirassol d'Oeste. Na ocorrência de capa carbonática de Rondônia, os valores como de -5,2‰ são menos frequentes, enquanto que os valores entre -4,6 e -3,8‰ predominam na sucessão, os quais, embora relativamente mais enriquecidos, marcam uma excursão negativa logo acima dos diamictitos. Este padrão na variação isotópica é perfeitamente correlato às ocorrências do Mato Grosso e semelhante aos encontrados em outras capas carbonáticas do mundo, geralmente associado ao início do evento transgressivo pós-glaciação (Ader *et al.* 2009, Kennedy *et al.* 2001, Xiao *et al.* 2004).

De forma similar às ocorrências do Mato Grosso, os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são maiores que -10‰ e a preservação das estruturas primárias nas rochas indicam pouca influência diagenética no sinal isotópico. Além disso, a falta de covariância em ambas aponta para o sinal primário sem alteração durante o soterramento. Os valores apresentam pouca variação dos isótopos, com exceção de quebras negativas significativas próximas das superfícies estratigráficas. Na ocorrência de Rondônia essas quebras são bem marcadas e, além disso, apresenta uma quebra que marca o aparecimento dos macropeloides.

A capa dolomítica da Formação Mirassol d'Oeste apresenta na sua maior expressão as fácies deposicionais de águas rasas, onde o sinal isotópico não apresenta grande variação dos valores, e estão entre -5‰ e -6‰. As fácies mais rasas da sucessão exibem o aumento do valor para -5‰, sugerindo que há uma tendência de mudança do sinal isotópico de  $\delta^{13}\text{C}$ , de forma a ficar mais positivo próximo à Superfície de Inundação Marinha, ou seja, com diminuição da profundidade (Soares 2012). Na ocorrência de Rondônia, as fácies também indicam uma ambiência rasa, porém em associação mais rasa que no Mato Grosso. Nesse contexto, o sinal de  $\delta^{13}\text{C}$  varia em torno de -3‰, com picos em -4‰, concordante também com as ocorrências modelos da Namíbia, Austrália e Canadá (Hoffman & Schrag 2002).

## 7 CONCLUSÕES

As rochas carbonáticas sobrepostas aos diamictitos glaciais, que ocorrem nas bordas dos Grábens Pimenta Bueno e Colorado, apresentam uma série de características que permitem correlacioná-la às ocorrências de capa no Estado do Mato Grosso, com idade pós-marinoana. Os depósitos correspondem a dolomitos peloidais com laminações planas a quasi-planares, laminações onduladas, truncamentos de baixo ângulo, macropeloides e megamarcas onduladas com as mesmas características dos encontrados no Mato Grosso, além de apresentar dolomitos com partição de folhelho, característica única se comparado às outras ocorrências do Cráton Amazônico. O contato na base com os diamictitos glaciais é brusco, sem evidência de erosão e hiato deposicional, apresentando deformação plástica semelhante àquela de Mirassol d'Oeste. Aparentemente o contato deformado torna-se uma feição importante para o reconhecimento das capas carbonáticas do Cráton Amazônico, além de ser um GSSP (*Global Stratotype Section and Point*), que separa estratos do Criogeniano daqueles do Ediacarano.

A capa carbonática foi agrupada em duas associações, sendo a primeira de plataforma carbonática rasa influenciada por ondas (AF2), dividida em cinco fácies deposicionais, e a segunda de plataforma rasa influenciada por maré (AF3) dividida em duas fácies. Os depósitos glacio-marinhos (AF1) são divididos em duas fácies, representadas por diamictitos e arenitos. Os contatos entre os limites das associações (AF1/AF2 e AF2/AF3) são identificados como superfícies de mudanças faciológicas, sendo a primeira intrigante, pois indica rápida mudança entre condições ambientais extremas e de ambientes geograficamente longínquos e a segunda superfície marca mudanças ambientais com implicações no aumento do suprimento terrígeno pós-glacial. A AF3 apresenta uma superfície que marca mudança de fácies dentro de um mesmo ambiente, relacionada à predominância da sedimentação siliciclástica, que inibe a precipitação dolomítica. No topo da capa carbonática ocorrem superfícies que marcam limites de sequência com rochas paleozoicas ligadas à Bacia dos Parecis.

A sequência de eventos da evolução paleoambiental permite interpretar os depósitos como retrogradantes, corroborando a tendência glacioeustática atribuída à deposição das capas carbonáticas.

As três microfácies carbonáticas identificadas representam os ambientes deposicionais: *dolomudstone*, *dolomudstone/dolopackstone* e *dolomudstone/dolograinstone*, todos apresentando constituintes peloidais. No afloramento de Chupinguaia, foi identificada calcita poiquilotópica recristalizada com bordas irregulares, interpretada como de alteração

por fluidos quentes provenientes das interações de derrames basálticos, que se depositaram logo acima dessas rochas.

Os valores dos isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  não apresentam indícios de grande alteração meteórica, preservando seu valor primário. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam entre  $-2,77$  e  $-5,21\text{‰}_{\text{VPDB}}$  e os de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-6,66$  e  $-10,45\text{‰}_{\text{VPDB}}$ . Apresentam variação do sinal ao longo do perfil, com quebras mais negativas que podem indicar leve influência meteórica, representada pela cimentação nos espaços interpeloidais e também, pode ser resultado da proximidade das superfícies estratigráficas. Além disso, a análise dos isótopos de C *versus* O (*cross plot*) apontam a falta de covariância entre os sinais e a não variação dos mesmos no caminho da alteração diagenética, com exceção das amostras do afloramento de Chupinguaia, que mostram sinais de grande alteração diagenética (p.e. influência térmica de derrames basálticos).

Como mencionado acima, essas características, juntamente com o contexto regional, permitem correlacionar esses carbonatos às capas carbonáticas encontradas no Mato Grosso. Embora as ocorrências distem 600 km, a perfeita correlação das litofácies/microfácies dolomíticas em combinação com os dados isotópicos, coadunam a identificação, pela primeira vez, de estratos neoproterozoicos ligados a eventos pós-glaciais do Marinoano (635 Ma) para a geologia sedimentar de Rondônia. Dessa forma este trabalho exclui os dolomitos da região de Pimenta Bueno, depositados sobre o Cráton Amazônico, da sequência paleozoica da Bacia dos Parecis. A pesquisa abre perspectivas para um maior entendimento dos diferentes diamictitos glaciais expostos em Rondônia, bem como amplia os limites paleogeográficos da bacia neoproterozoica que acumulou a sucessão de capa carbonática, permitindo estender os eventos de *Slushball/Snowball Earth* no Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS

- Ader M., Macouin M., Trindade R.I.F., Hadrien M-H., Yang Z., Sun Z., Besse J. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired  $\delta^{13}\text{C}$ . *Earth Planet. Sci. Lett.*, **288**:213-227.
- Allen P.A. & Hoffman, P.F. 2004. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**:1-21.
- Arnaud E. & Etienne J. L. 2011. Recognition of glacial influence in Neoproterozoic sedimentary successions. In Arnaud E., Halverson G. P. & Shields-Zhou, G. (Eds). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. London, Geological Society, Memoirs, 36, p. 39–50
- Arnott R.W.C., 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, **63**:488-494
- Babinski M., Trindade R.I.F., Alvarenga J.C., Boggiani P.C., Liu D., Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: Snowball Earth, Ascona. Proceedings, 1.1., p. 19-20.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**:401-406
- Bahia R.B.C. 2007. *Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis – Amazônia*. Tese, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Ouro Preto, 121 p.
- Boggiani P.C. 1997. *Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul*. Tese, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 181 p.
- Boersma, J.R. & Terwindt, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**:151-170.
- Catuneanu, O. (Eds). 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 1.ed. Alberta, Canadá: Elsevier, 375 p.
- Caldeira K. & Kasting J.F. 1992. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, **359**:226-228.
- Condon D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, **308**:95-98.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**:167-173.
- Cordani U.G. *et al.* 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**:396-407.

- Corsetti F.A., Lorentz N.J. 2006. On Neoproterozoic Cap Carbonates as Chronostratigraphic Markers. *In: Xiao S.; Kaufman A.J. (Eds.). Neoproterozoic geobiology and paleobiology: topics in geobiology.* New York: Springer, **27**:273-294.
- Corsetti F.A., Olcott A., Bakermans C. 2006. The biotic response to *Snowball Earth*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **232**:114-130.
- De Boer P.L., Oost A.P., Visser M.J. 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognising tidal influences. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**:912-921.
- De Raaf J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **4**:1-52.
- Dunham, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: HAM, W.E. (Ed). Classification of carbonate rocks.* Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1, p. 21-108. 1962.
- Dickson J.A.D. 1966. Carbonate identification and Genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**(2):491-505
- Elie, M. Nogueira A.C.R., Nédélec A., Trindade R.I.F., Kenig F. 2007. A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan *Snowball*. *Terra Nova*, **19**(5):303-308.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A. 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews*, **78**:115-176.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Reviews*, **35**:1-248.
- Fairchild I.J., Hambrey, M.J. 1984. The Vendian of NE Spitzbergen: petrogenesis of a dolomite tillite association. *Precambrian Research*, **26**:111-167.
- Fairchild I. J., Kennedy J. M. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. *Journal of the Geological Society*. **264**(5):895-921.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate rocks analysis: interpretation and application.* Berlin Heidelberg; New York: Springer, 976p.
- Font E.C., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**:89-103.
- Font, E. C. 2005. *Paleomagnetismo dos carbonatos de capa do cráton amazônico (Brasil): implicações para as glaciações do Neoproterozoico.* Université TOULOUSE III - Paul Sabatier (UFR Sciences) e Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 200 p.
- Frimmel H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, **182**:239-253.
- Grey K. 2005. *Ediacaran palynology of Australia.* Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists, 31, 439 p.
- Halverson G.P.; Hoffman P.F.; Schrag D.P.; Maloof A.C.; Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, **117**:1181-1207.



- Halverson, G.P.; Maloof, A.C.; Hoffman, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research*, **16**:297-324.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**:337-350.
- Hoffman, P. F. 2009. Pan-glacial-a third state in the climate system. *Geology Today*, **25**(3):107-114.
- Hoffman P.F. & Li Z.X. 2009. A paleogeography context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeo*, **277**:158-172.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14**:129-155.
- Hoffman, P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- Hoffmann, K.H., Condon, D.J., Bowring, S.A., Crowley, J.L., 2004. U–Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation Namibia: constraints on Marinoan glaciation, *Geology* **32** (9):817-820
- 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.
- Hidalgo R.L.L. 2007. *Vida após as glaciações globais neoproterozoicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico*. Tese, Universidade de São Paulo, São Paulo, 197 p.
- Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57.
- James N.P.; Narbonne, G.M.; Kyser, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, **38**:1229-1262.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**:27-49.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *Jour. of Sedim. Research*, **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
- Kirschvink J.L. Late Proterozoic low - latitude glaciation: the *Snowball Earth*. In: Schopf, J.W.; Klein, C. (Eds.). *The Proterozoic biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 51-52. 1992, 138 p.
- Knoll A.H. Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. 2004 A new period for the Geologic time scale. *Science*, **305**:621-622.
- Knoll A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precamb. Research*, **100**:3-20.

- Moczydłowska M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, **167**:71-92.
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozoico. Tese, Programa de Pós-Graduação Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo. 173 p.
- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paragui e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Rev. Bras. Geol.*, **36**(4):576-587.
- Nogueira, A.C.R. Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in Snowball Earth. *Geology*, **31**(7):613-616.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- Olcott A.N. Sessions A.L., Corsetti F.A., Kaufman A. J., Oliviera T.F. 2005. Biomarker Evidence for Photosynthesis During Neoproterozoic Glaciation. *Science*, **310**(5747):471-474.
- Quadros M.L.E.S.; Rizzoto G.J. (Orgs.). 2007. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia, escala 1:1.000.000*. Porto Velho, Serviço Geológico do Brasil Programa Geologia do Brasil, CD-ROM.
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**:179-214.
- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, **1**:1-19.
- Sansjofre, P. Ader M., Trindade R.I.F., Elie M., Lyons J., Cartigny P., Nogueira A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the *Snowball Earth*. *Nature*, **478**: 93-96.
- Siqueira L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de geociências da Petrobras*, **3**:3-16.
- Soares J.L. 2012. Estratigrafia e Isótopos de C, O e S da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT), Margem Sul do Cráton Amazônico. Tese, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 152 p.
- Soares J. L. & Nogueira, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozoica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4)715-729.
- Soares J.L., Nogueira A. C. R., Domingos, F., Riccomini, C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:58-72.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronology provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.

- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K.A. 1989. Review of the geochronology of Amazonian Craton: Tectonic implications. *Pre. Res.*, **42**:213-227.
- Terwindt J.H.J. 1988. Palaeo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. In: De Boer P. L., Van Gelder A., Nio S. D. (Eds.) *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Boston, Reidel Publ. Co., p. 233–263.
- Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, **15**(6):441-446.
- Tucker M.E., Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- Vasconcelos C., Mckenzie, J.A, Bernasconi, S, Grujic, D, Tiens, A.J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*. **377**;220-222.
- Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Balley B. *Seismic Stratigraphy Atlas, Studies in Geology*, 27, Tulsa, AAPG, p.:1-10.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**:304-320.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.W., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Handerbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus B.S. et al. *Sea-level Changes – An Integrated Approach*, 42, Tulsa, Special Publication, SEPM, p. 39-46.
- Visser M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. A preliminary note. *Geology* 8, 543 - 546.
- Walker R.G., James N. P. 1992. *Fácies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 454 p.
- Walker R.G. 2006. Fácies models revisited: Introduction. In: Posamentier H.W. & Walker R.G. *Fácies Models Revisited*, 84, Tulsa, Oklahoma, Special Publications SEPM Special Publication, p. 527.
- Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C., Li G., Yuang X., Ling H. 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciations. *Precambrian Research*, **130**:1-26.