



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA SUCESSÃO CARBONÁTICA DO
GRUPO JACADIGO – NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI

Luíza Faria Guimarães

MONOGRAFIA nº 372

Ouro Preto, Setembro de 2020

**ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA SUCESSÃO
CARBONÁTICA DO GRUPO JACADIGO –
NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI**



UFOP

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. MSc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 372

ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA SUCESSÃO CARBONÁTICA DO GRUPO JACADIGO – NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI

Luíza Faria Guimarães

Orientador

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 401, ano 2020/1.

OURO PRETO

2020

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Luíza Faria Guimarães

Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

G963 Guimarães, Luiza Faria.

Análise de microfácies da sucessão carbonática do Grupo Jacadigo
[manuscrito]: Neoproterozóico da Faixa Paraguai. / Luiza Faria
Guimarães. - 2020.

77 f.: il.: color., tab..

Orientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola
de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrologia. 2. Sedimentologia. 3. Carbonatos. 4. Fácies (Geologia).

I. Rudnitzki, Isaac Daniel. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III.

Título.

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

CDU551.5.051:552.5

Bibliotecário(a) Responsável: Simone Galvão Rodrigues – CRB6/2526

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: ANÁLISE DE MICROFÁCIES DA SUCESSÃO CARBONÁTICA DO GRUPO JACADIGO – NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI

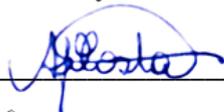
AUTORA: Luíza Faria Guimarães

ORIENTADOR: Isaac Daniel Rudnitzki

Aprovado em: 11 de Setembro de 2020

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki  DEGEO/UFOP

Profa. Dra Alice Fernanda de Oliveira Costa  DEGEO/UFOP

MSc. Rafael Oliveira Silva  PPGEARN/UFOP

Ouro Preto, 11/09/2020

Agradecimentos

Agradeço primeiramente ao Sistema Terra, que permite a nossa mera existência associada a tentativas de compreendê-la através de estudos científicos ou manifestações de fé. Agradeço a todas as pessoas que conheci e participaram da minha formação pessoal e profissional, as quais direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

À Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Instituto de Geociências e Faculdade de Engenharia Geológica pelo ensino gratuito e de qualidade. Aos professores pelo ensinamento do conhecimento técnico-científico e pela amizade. Aos colaboradores do departamento (porteiros (as), secretários (as), auxiliares de limpeza, bibliotecários (as), dentre tantos outros possíveis servidores) que proporcionaram um agradável ambiente de aprendizado.

À escola de base, pois a educação primária é essencial e de extrema importância para a formação. Neste intuito, através desse agradecimento gostaria também de estimar que o ensino básico de qualidade fosse possível e acessível a todas as pessoas. Dessa forma, a inserção no ensino superior seria mais justa e possível para toda a população.

Ao meu orientador Prof. Isaac Daniel Rudnizki pelos incentivos morais e conceituais, críticas, sugestões técnico-científicas; sobretudo pela amizade e por ter aceitado o desafio de me orientar. Agradeço-lhe por contribuir para a finalização dessa importante etapa e pela formação pessoal e científica.

Agradeço aos meus pais, que foram os meus maiores incentivadores para estudar. Agradeço-lhes por estimarem ver suas três filhas “com o diploma na mão”, e cativarem a nossa busca por independência através dos estudos. Agradeço-lhes pelo apoio moral, financeiro e amizade.

Agradeço a todos os meus amigos, às amigadas muito antigas de Itaúna e às novas amigadas construídas em Ouro Preto, as quais acredito que já podem ser consideradas velhas. Muito do que eu sou é fruto dos ensinamentos e da parceria dessas lindas amigadas.

Agradeço à vida, por estar constantemente me ensinando que os desafios são parte de processos de evolução. Dessa forma, apesar dos sofrimentos causados, a cada desafio superado é possível sentir a libertação e evolução de “algo” maior que habita em nós. Obrigada!

SUMÁRIO

| | |
|--|-------------|
| AGRADECIMENTOS | viii |
| SUMÁRIO | x |
| LISTA DE FIGURAS | xii |
| LISTA DE TABELAS | xiv |
| RESUMO | xix |
| ABSTRACT | xvii |
| INTRODUÇÃO | 3 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO | 3 |
| 1.2 LOCALIZAÇÃO | 4 |
| 1.3 OBJETIVOS | 6 |
| 1.4 JUSTIFICATIVA | 6 |
| 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS..... | 7 |
| 1.5.1 Campanhas de trabalho campo | 7 |
| 1.5.2 Convecção de lâminas delgadas..... | 7 |
| 1.5.3 Revisão bibliográfica..... | 7 |
| 1.5.4 Análise de microfácies | 7 |
| 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 9 |
| 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO | 9 |
| 2.1.1A Bacia Jacadigo..... | 11 |
| 2.1.2A Faixa Paraguai | 13 |
| 2.2 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI | 18 |
| 2.2.1 Idades de deposição..... | 21 |
| 3 ESTADO DA ARTE | 22 |
| 3.1 GLACIAÇÕES NEOPROTEROZÓICAS | 22 |
| 3.2 QUÍMICA DOS OCEANOS..... | 24 |
| 3.3 CAPAS CARBONÁTICAS | 27 |
| 3.4 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHA..... | 28 |
| 3.5 MATRIZ, GRÃO E FÁBRICA CRISTALINA DA DOLOMITA | 31 |
| 3.5.1 MATRIZ E GRÃO..... | 31 |
| 3.5.2 CARACTERIZAÇÃO DAS DOLOMITAS | 33 |
| 3.6 DIAGÊNESE..... | 35 |
| 3.6.1 Processos diagenéticos | 35 |
| 3.6.2 Ambientes diagenéticos..... | 36 |
| 3.6.3 Porosidade e relações diagenéticas temporais | 39 |

| | | |
|-------|---|----|
| 3.6.4 | Cimentação: diagênese de preenchimento de poros..... | 42 |
| 4 | RESULTADOS..... | 43 |
| 4.1 | DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS DELGADAS..... | 43 |
| 4.1.1 | Dolomita..... | 46 |
| 4.1.2 | Sílica..... | 48 |
| 4.1.3 | Componentes carbonáticos..... | 48 |
| 4.1.4 | Estilólitos, fraturas e poros:..... | 52 |
| 4.2 | DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES..... | 54 |
| 4.2.1 | Dolorudstone intraclástico e peloidal..... | 54 |
| 4.2.2 | Dolofloatstone intraclástico e peloidal..... | 55 |
| 4.2.3 | Dolograinstone peloidal..... | 59 |
| 4.2.4 | Condensed Grainstone peloidal..... | 60 |
| 4.2.5 | Dolomicrosparstone..... | 61 |
| 4.2.6 | Silexito com grãos silicificados (grosso)..... | 63 |
| 4.2.7 | Silexito laminado (fino)..... | 65 |
| 5 | ANÁLISE DIAGENÉTICA..... | 67 |
| 5.1 | MICROFACIES E SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL..... | 67 |
| 5.1 | Processos Diagenéticos..... | 69 |
| 5.2 | Evolução Diagenética (Eodiagênese, mesodiagênese, telodiagênese)..... | 72 |
| 6 | CONCLUSÕES..... | 74 |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 75 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 Coluna estratigráfica dos Grupos Jacadigo e Corumbá modificada de Morais et. al (2017)..... | 4 |
| Figura 1.2 Localização da área de estudo, imagens retiradas do Google Earth. A) Estado do MS-BR. B) Trajeto de Campo Grande a Corumbá. C) Trajeto de Corumbá até a morraria da Fazenda São Carlos (Ladário), onde foi confeccionado o perfil estratigráfico e coletadas as amostras..... | 5 |
| Figura 2.1 Província Tocantis composta pelas Faixas Araguaia, Brasília e Paraguai. Destaque para a Faixa Paraguai, sendo a Faixa Paraguai Sul o objeto de estudo deste projeto. Imagem retirada de Alkmim & Reis (2020). | 10 |
| Figura 2.2 Evolução da Bacia Jacadigo, A Início do sistema rifte: base da sedimentação marcada por leques aluviais e depósitos lacustrinos. B Sistemas iniciais do rifte: leques aluviais, depósitos lacustrinos e deltaicos, planície de inundação. C Fase intermediária do sistema rifte: lagos com deposição de formações ferríferas ou golfo marinho composto por GIF'S de linha de costa, manganês, e BIFs na parte mais interna do sistema. Produtos do intemperismo das escarpas de falha responsáveis e outros depósitos de gravidade como turbiditos em canais incisos. D Fase tardia e pós rifte: carbonatos. E Inversão da bacia e formação de uma estrutura do tipo domo. F Topografia atual onde as chapadas correspondem ao Grupo Jacadigo e os morros menores aos carbonatos do Grupo Corumbá (Freitas, 2011). | 12 |
| Figura 2.3 Formação do supercontinente Rodínia em 900Ma, seguida da quebra do mesmo com indicação da área de quebra pela seta vermelha. Imagem retirada e modificada de ZX Li et al. (2008)..... | 14 |
| Figura 2.4 Junção dos blocos Amazonas, África Ocidental e Congo-São Francisco na Orogênia Brasileira em 600 Ma, e amalgamação final do supercontinente Gondwana em 540-530 Ma, indicadas pela seta roxa. Imagem retirada e modificada de ZX Li et al. (2008)..... | 15 |
| Figura 2.5 Faixas Paraguai Norte/Setentrional e Sul/Meridional e Faixa Tucavaca (paralela ao lineamento de Chiquito-Tucavaca). O arranjo espacial das faixas sugere junção tríplice de rifts. Imagem retirada e modificada de Jones (1985)..... | 17 |
| Figura 2.6 Seções geológicas da zona cratônica até a zona interna da Faixa Paraguai (A- Província Serrana, B-Cuiabá). Retirado de Alvarenga, Trompette (1993). | 18 |

| | |
|--|----|
| Figura 2.7 Estrutura da sequência estratigráfica dos Grupos Jacadigo e Corumbá, retirado de Freitas (2011)..... | 20 |
| Figura 3.1 Áreas afetadas pelas principais glaciações neoproterozóicas e a sugestiva relação entre esses eventos com anomalias negativas de δC_{13} , retirado de Och & Shields-Zhou (2012) | 26 |
| Figura 3.2 Distribuição de capas carbonáticas indicadas pelas estrelas, e subdivididas de acordo com a fácies sedimentar: siliciclástica rica e pobre em matéria orgânica e carbonática rica e pobre em matéria orgânica (Hoffman, 2009) | 28 |
| Figura 3.3 Ambientes diagenéticos (modificado de Flugel 2010)..... | 38 |
| Figura 4.1 A) Perfil estratigráfico da exposição na Fazenda São Carlos, Corumba-MS com as amostras coletadas. B) Afloramento com brechas dolomíticas com intraclastos. C) Afloramento com silexito maciço..... | 44 |
| Figura 4.2 Carta de constituintes do arcabouço. A) Seta vermelha indica grão de intraclasto . B) Seta vermelha indica grão de pelóide lítico. C) Setas vermelhas indicam grãos de peletóides . D) Seta vermelha indica matriz recristalizada composta por D1 e seta azul matriz recristalizada composta por D2, seta amarela indica microestilólito que separa ambas. E) Seta vermelha indica matriz recristalizada peloidal . F) Cimentos precoces dolomitizados, seta vermelha indica franja dolomítica do tipo coroa isópaca e seta azul a franja dolomítica em poros intergranulares/intercristalinos | 51 |
| Figura 4.3 Carta de constituintes do arcabouço. A) Cimentos mesodiagenéticos :seta azul – cimento 1 / composto por dolomita D4; seta amarela – cimento 2 / composto por dolomita D5; seta vermelha – cimento 3 / composto por dolomita D6; seta verde – cimento 4 / composto por quartzo monocristalino. B) Seta vermelha indica microestilólito . C) Seta vermelha indica estilólito . D) Fraturas: seta vermelha- fratura em poro ; seta amarela – fratura preenchida por dolomita . E) Poros intercristalinos e móldicos , seta vermelha – poro intercristalino, seta amarela – possível poro móldico de grão. F) Possível poro vugular | 53 |
| Figura 4.4 Microfácies de dolorudstone intraclástico. A) Visão geral da microfácies com peletóides (PE) compostos por D2 e pelóides (PL) definidos por D1, associados a cimento de franja dolomítica FDC e FDI. Cimento de quartzo monocristalino (C4) e dolomita romboédrica (C3) preenchendo poro intercristalino. B) Detalhe dos intraclastos (IN) definidos por dolomita | |

D3, além de peloide lítico (PE) tabular grosso (~500µm) composto por dolomita D1. Grãos dispersos na matriz recristalizada composta por dolomita D2, que transiciona para dolomita D1 na borda dos intraclastos. Fotos A-B nicóis descruzados, 55

Figura 4.5 Microfácies de dolofloatstone intraclástico e peloidal. A) Visão geral da microfácies com intraclasto centimétrico a direita e fragmentos menores constituídos por dolomita D3, dispersos pela matriz recristalizada (MR) formada por dolomita (D1) e (D2). Região da matriz recristalizada composta por dolomita D1 separada da região composta por dolomita (D2) através de um estilólito (ES), além de ocorrer fraturas abertas (F) e fraturas preenchidas (FP) por dolomita D3. B) Intraclasto centimétrico a esquerda (IN) e fragmentos menores compostos por dolomita (D3), além de grão de peloide constituído por dolomita (D2), associado a cimento de franja dolomítica FDC e FDI. Grãos dispersos pela matriz recristalizada por dolomita (D2). Fotos A-B nicóis descruzados, 57

Figura 4.6 Cimentos de dolomita e quartzo associados a microfácies dolofloatstone peloidal. A) Detalhe do cimento em mosaico com diferentes arranjos de dolomita e quartzo, onde na parte externa do poro oblitareado ocorre dolomita D4, como cimento de preenchimento do tipo C1 em contato com a matriz D2, em seguida evolui para dolomita D5 e na porção mais interna ocorre dolomita D6 ou mosaico de quartzo monocristalino, como cimentos de preenchimento do tipo C2, C3 e C4, respectivamente. B) Detalhe de cristal romboédrico de dolomita eudral (D6) parcialmente formado com arestas bem definidas e com feições de zoneamento (seta) e mosaico xenotópico de D5. Foto A nicóis descruzados, foto B nicóis cruzados, 57

Figura 4.7 Microfácies de dolofloatstone intraclástico e peloidal. A) Intraclasto centimétrico a direita e outro de tamanho significativo a esquerda (maior que 2mm) compostos por dolomita D3, e dispersos na matriz recristalizada (MR) constituída por dolomita (D2), limitados por estilólito (ES) nas bordas. Centro da imagem marcado por fratura preenchida por dolomita (D3). B) Fragmentos de intraclastos dispersos pela matriz recristalizada. Formas circulares que compõe a matriz sugerem possível matriz recristalizada peloidal (MRP), formada por dolomita do tipo (D2). Poro móldico com a forma de intraclasto tabular, obliterado por cimentos do tipo C2 e C3. Foto A nicóis cruzados, foto B nicóis descruzados, 58

Figura 4.8 Dolofloatstone intraclástico com feições de compactação física e cimentação. A) Matriz recristalizada (MR) composta por mosaico muito fino de dolomita (D2), intensamente fraturada o que sugere compactação física, com fraturas (F) e fraturas preenchidas (FP) por

dolomita (D5) e (D6). Grãos de pelóides líticos (PL) finos dispersos, associados a franja de dolomita FDC e FDI. B) Detalhe do arranjo de cimentos C1, C2 e C3 preenchendo poro de dissolução, possível poro vulgar Fotos A-B nicóis descruzados,..... 58

Figura 4.9 Microfácies dolograinstone peloidal. A) Aspectos gerais do arcabouço suportado por grãos, como peletoides (PE) de dolomita D2, e peloides líticos (PL) formados por dolomita do tipo (D1) associada a óxidos/hidróxidos de ferro (tingimento do grão em tonalidades marrom-avermelhadas). Cimento de dolomita em franja (FDC) em volta de grãos e feições de franja nas bordas dos poros de dissolução (FDI). Fraturas obliterada por cimentação do tipo C3 por romboedros de dolomita do tipo (D6), e na parte interna por cimento do tipo C4 de quartzo monocristalino. B) *Dolograinstone* silicificado, arcabouço completamente substituído por quartzo microcristalino que mimetiza os grãos carbonáticos (peletoides e peloides?), além de relictos de dolomita D3 e D6 associada a óxido de ferro. Foto A-B nicóis descruzados. 60

Figura 4.10 Visão geral do *dolograinstone* peloidal recristalizado (Figura A) e do *condensed grainstone* (Figura B). A) *Dolograinstone* intensamente recristalizado, composto por grãos de peletóides (PE) com o núcleo recristalizado por dolomitas do tipo (D3). Grãos envoltos por franjas dolomíticas do tipo (FDC) e (FDI), também constituídas por dolomita (D3). Filmes de óxido de ferro marcam a forma dos grãos de peletóides. Poros intercristalinos (P1) preenchidos na borda por romboedros finos de dolomita (D6) e cristais irregulares de dolomita (D5), que correspondem respectivamente a cimentos do tipo C3 e C2, e no núcleo por quartzo monocristalino, cimento do tipo C4. D) Acúmulo de microestilólitos que definem o contato dos grãos de peletoides (PE), compostos por dolomita (D3), feição típica do *condensed grainstone*. Foto A nicóis descruzados, foto B nicóis cruzados, 61

Figura 4.11 Visão geral do *microsparstone* laminado. Laminações (L1) destacadas pela alternância de níveis de cristais afanotópicos de dolomita (D1) associados mosaicos muito finos de dolomita (D2), intercalados com laminações (L2) de mosaicos muito finos a finos de dolomitas (D2) e (D3). Delgados filmes de óxido/hidróxido de ferro associados a (D1) marcam possíveis relictos matéria orgânica ou sobra de grãos de peletoides (PE). Superfícies irregulares que marcam estilólitos (ES). Nicól descruzado..... 62

Figura 4.12 Microfácies silexito grosso, A) Poro vulgar preenchido por quartzo drúsico (Qd) e franja de quartzo do tipo (Qb); linha de poro preenchida por franjas do tipo (Qg) e (Qc). Entre os cimentos há microquartzo (Qm). Cristal parcialmente dissolvido no canto inferior esquerdo

da imagem. **B)** Grãos silicificados (GS) arredondados a elípticos, compostos por microquartzo (Qm) de substituição dos minerais de dolomita, grãos envoltos por coroa de mosaico muito fino de quartzo (Q). **C)** Calcedônia (Qc) na forma de franja fibrosa radioaxial microcristalina de quartzo, em contato com a franja circungranular (Qg) que preenchem a linha de poro. **D)** Assembleia de minerais opacos do tipo O1, O6 e O3 e linha de poro. **E)** Fratura preenchida (FP) por quartzo fino/médio do tipo (Qd) em contanto com estilólito (ES) destacado por minerais opacos (O6). Fratura em contato com uma região rica em grãos silicificados compostos por microquartzo (Qm) e delimitados por coroas de minerais opacos do tipo O4. **F)** Matriz silicificada **G)** Pórfiros romboédricos finos de dolomita com filmes de minerais opacos (O3), compõe as bordas que limitam os grãos silicificados. **H)** Drusa de quartzo (Qd) em contato com grãos-silicificados (GS), bordas dos “ghosts” definidas por romboedros de opacos (O3). Arcabouço com finas fraturas preenchidas por O5 e estilólitos substituídos por O6. Todas as fotos com nicóis cruzados 65

Figura 4.13 – Silexito laminado **A)** Laminação por drusas de quartzo (Qd) que compõe o cimento (C4) em contanto com laminação por mosaico fino de quartzo (Q) referente a matriz silicificada (MS), entre o cimento e a matriz há a linha de microquartzo que evolui em direção ao mosaico para franja fibrosa microcristalina (Qc). **B)** Detalhes das laminações do arcabouço destacadas por franjas de quartzo e limitando zonas da matriz silicificada (MS) do cimento de quartzo em mosaico (C4). **C)** Assembleia de minerais opacos do tipo O1 (lâminas de opacos na forma de romboedros dolomíticos, geralmente plano paralelos a laminação da rocha e próximo do contato do quartzo drúsico com o mosaico fino de quartzo); e O4 (massa amorfa constituída por minerais opacos). **D)** Possível exemplar de um “Vase shaped Microfossil -VSM” substituído por óxido/hidróxido de ferro, assembleia de minerais opacos do tipo (O2), (O3) e (O5). Todas as fotos com nicóis cruzados..... 66

Figura 5.1 Imagem modificada do livro “*Microfacies of Carbonate Rocks*” (Flugel, 2010), que ilustra o modelo de plataforma carbonática proposto por Wilson (1975) em: “*Rimmed carbonate platform – The Standard Facies Zones*”. Localização espacial da microfácies descritas destacadas de vermelho (FZ 4 e 6). Parte do perfil estratigráfico proposto na Figura 4.1 sendo correlacionado com as zonas de microfácies carbonáticas, sendo os dorudstones e dolofloatstones intraclásticos e peloidais relacionados a zona de talude (4), e os dolograinstones peloidais a zona de bancos de areia da margem de plataforma. 68

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 3.1 Glaciações neoproterozoicas:..... | 23 |
| Tabela 3.2 Idade dos eventos glaciais neoproterozóicos | 24 |
| Tabela 3.3 Capas carbonáticas e características principais..... | 27 |
| Tabela 3.4 Classificação de rochas carbonáticas de acordo com a textura deposicional, retirada de Dunham (1962)..... | 29 |
| Tabela 3.5 Classificação dos carbonatos de acordo com a forma de deposição. Modificada de Embry & Klovan (1971). | 30 |
| Tabela 3.6 Classificação da rocha segundo sua origem do seu arcabouço: deposicional, biológica ou diagenética. Modificada de Wright (1992). | 30 |
| Tabela 3.7 Principais tipos de matriz e grãos carbonáticos | 32 |
| Tabela 3.8 Ambientes diagenéticos | 39 |
| Tabela 3.9 Cronologia diagenética: | 41 |
| Tabela 4.1 Tipos e distribuição de componentes do arcabouço sedimentar das rochas da Fazenda São Carlos: | 45 |
| Tabela 4.2 Tipos de dolomitas presentes nas rochas da seção Fazenda São Carlos | 47 |
| Tabela 4.3 Tipos de quartzos presentes nas rochas da seção Fazenda São Carlos | 48 |
| Tabela 5.1 Cronologia diagenética das rochas sedimentares da Fazenda São Carlos: . | 73 |

Resumo

O final do Neoproterozoico é um período marcado por a significativas mudanças no controle de sedimentação da plataforma carbonática, conduzidas por eventos climáticos extremos, alterações das condições químicas dos oceanos e episódios bioevolutivos. No Brasil, na região de Corumbá-MS, centro-oeste do Brasil, ocorre o cinturão orogênico da Faixa Paraguai Sul onde são observadas sucessões sedimentares neoproterozoica relacionadas ao Grupo Jacadigo. Este foi inicialmente estudado no início do século XX, com trabalhos voltados para definição de modelos genéticos de corpos mineralizados de manganês e ferro. Apesar dos diversos trabalhos realizados na região, há poucos estudos voltados para caracterização paleoambiental e estratigráfica da sucessão deste Grupo, principalmente quando se refere aos dolomitos inseridos nesta unidade. Entretanto, novos mapeamentos sugerem que a sucessão dolomítica dentro da Formação Urucum, base do Grupo Jacadigo, é mais expressiva do que tem sido documentado. O presente trabalho apresenta resultados da análise de microfácies de amostras coletadas na sucessão dolomítica da Formação Urucum na exposição da Fazenda São Carlos (Corumbá-MS). Sete microfácies carbonáticas foram identificadas, que incluem: *dolorudstone* intraclástico e peloidal, *dolofloatstone* intraclástico e peloidal, *dolograinstone* peloidal, *condensed grainstone* peloidal, *microspartone*, silexito com grãos silicificados (grosso), silexito laminado (fino). A partir da presença de *dolorudstones* e *dolofloatstones* intraclásticos e peloidais com clastos centimétricos sugere-se processos de sedimentação de fluxos gravitacionais subaquosos associados a zonas de quebra de talude da plataforma carbonática. Enquanto que, a microfácies de *dolograinstone* peloidal, definida pela a ausência de matriz e grãos envoltos por franjas de dolomita, que sugerem um ambiente deposicional trativo influenciado por diagenese marinha rasa interpretado como bancos de areias carbonáticas plataformais influenciados por fluxos oscilatórios ou correntes de maré em águas rasas. Em relação aos processos diagenéticos, foram identificados oito processos diagenéticos, onde os mais significantes foram a dolomitização e a silicificação, responsáveis pela formação das microfácies diagenéticas *condensed grainstone*, *microsparstone*, silexito fino, silexito grosso.

Palavras chave: microfácies sedimentar, carbonatos, silexitos, Grupo Jacadigo, Neoproterozoico.

Abstract

The ending of the Neoproterozoic Period is related with significant changes within the sedimentation system and architectural layout of carbonate platforms. Those were influenced by the production of carbonate sediments within the platform, biota's diversification and chemical compositional alterations of the ocean, as well as sea level oscillations and tectonics' features. In Brazil, in the central west region of the country, at Corumbá-MS, sedimentary Neoproterozoic successions of Jacadigo Group can be founded along the Paraguay South Orogenic Belt, as one of the most significant Neoproterozoic records. The Jacadigo Group was initially studied at the beginning of the XX century, those studies were related with the definition of genetic models for ore bodies of manganese and iron. Despite the various studies carried out in the region, there are few focused on the paleoenvironmental and stratigraphic characterization of the succession of this Group, especially when referring to the dolomites inserted in this unit. However, new mappings obtained through new field works suggest that the dolomititic succession within the Urucum Formation, the base of the Jacadigo Group, is more expressive than has been documented. The present course conclusion paper presents the results of the microfacies analysis of samples collected from the Dolomititic succession of the Urucum Formation in the region of Fazenda São Carlos (Corumbá-MS). Seven carbonate microfacies have been identified, which include: intraclastic and peloidal *dolorudstone*, intraclastic and peloidal *dolofloatstone*, peloidal *dolograinstone*, *condensed grainstone* peloidal, *microsparstone*, silex with silicified grains (thick), laminated silex (thin). From the presence of intraclastic and peloidal dolorudstones and dolofloatstones with centimetric clasts, sedimentation processes of underwater gravitational fluxes associated with slope breaking zones (talude) of the carbonate platform are suggested. Whereas, the microfacies of *dolograinstone*, associated with the absence of matrix and the presence of dolomititic rims, suggests a tractive depositional environment influenced by marine eodiagenesis, here interpreted as sand shoals of platform margin influenced by oscillatory flows or tidal currents in shallow waters. Regarding the diagenetic processes, eight diagenetic processes were identified, the most significant of which was dolomitization and silicification, responsible for the formation of diagenetic microfacies of the condensed grainstone, microsparstone, thin and thick silex.

Key words: carbonate platform, sedimentary microfacies, carbonates, silex, Jacadigo Grup.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Após quebra do supercontinente Rodínia por volta 800Ma a configuração paleogeográfica do planeta Terra foi favorecida pela formação de várias margens passivas associadas a eventos de glaciação globais como as glaciações Sturtiana a ~750 Ma e Marinoana a ~600 Ma (Halversons et al 2005, Li et al. 2013; Shields-Zhou et al. 2016). Neste cenário, durante os períodos interglaciais foram depositadas extensas plataformas carbonáticas que registram os principais eventos de alteração química do sistema oceano-atmosfera e bioevolutivos, que precederam a oxigenação da Terra e a complexação da vida ao longo do Fanerozoico até os dias atuais (Narbonne 2010 Spence et al 2016, Shields-Zhou et al 2016).

No Brasil, um dos melhores registros sedimentares do neoproterozoico é encontrado na Faixa Paraguai Sul, centro-oeste do Brasil, representado pelos grupos Jacadigo e Corumbá (Figura 1.1), aflorantes na região de Corumbá, no Estado do Mato Grosso do Sul (Figura 1.2). O Grupo Jacadigo consiste em diamictitos e formações ferríferas bandadas (BIF's) com subordinada contribuição de pelitos e dolomitos, considerados como depósitos flúvio-deltaicos que evoluem para glacio-marinhos relacionados a glaciação Marinoana (Almeida 1945, Dorr 1945, Urban et al 1994, Freitas et al. 2011, Angerer et al 2016). No contexto econômico, os depósitos de BIF do Grupo Jacadigo, considerados como BIF do tipo Rapitan, representam a província mineral de Fe e Mn do Distrito de Urucum, o terceiro maior depósito desta natureza no Brasil (Klein 2005). O Grupo Corumbá, representa uma sucessão carbonática-siliciclástica de plataforma marinha rasa com importante registro fóssilífero do Ediacarano superior, a *Cloudina lucianoi* e a *Corumbella weneri* (Fairchild et al. 2012, Warren et al. 2013), primeiros organismos a secretar carapaça calcária. Além disso, estes fósseis possuem uma forte amarração geocronológica com tufos vulcânicos intercalados com idade U-Pb em zircões de 543 ± 3 Ma (Babinski et al. 2006, 2008), o que estabelece um marco importante da transição Ediacarano-Cambriano. Desta forma, grande parte das pesquisas na região são voltadas para exploração mineral do Fe, ou para estudos paleontológicos em função do conteúdo fóssilífero ediacarano presente.

Recentemente, novas campanhas de mapeamento na região de Corumbá efetuados pelo projeto “The Neoproterozoic Earth System and the rise of Biological Complexity”, FAPESP 2016/06114-6, têm registrado uma espessa sucessão de carbonatos dolomíticos dentro do Grupo Jacadigo, sem relação estratigráfica com o Grupo Corumbá. Esta sucessão dolomítica, está inserida na porção intermediária da Formação Urucum, base do Grupo Jacadigo (Figura 1.1), que jamais foi descrita de forma adequada, principalmente em relação ao significado paleoambiental e contexto estratigráfico.

Desta forma, o presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) pretende realizar estudos de microfácies carbonáticas, em amostras coletadas relacionadas a carbonatos do Grupo Jacadigo na região de Corumbá, afim contribuir na caracterização desta nova sucessão dolomítica, além de contribuir para interpretação paleoambiental.

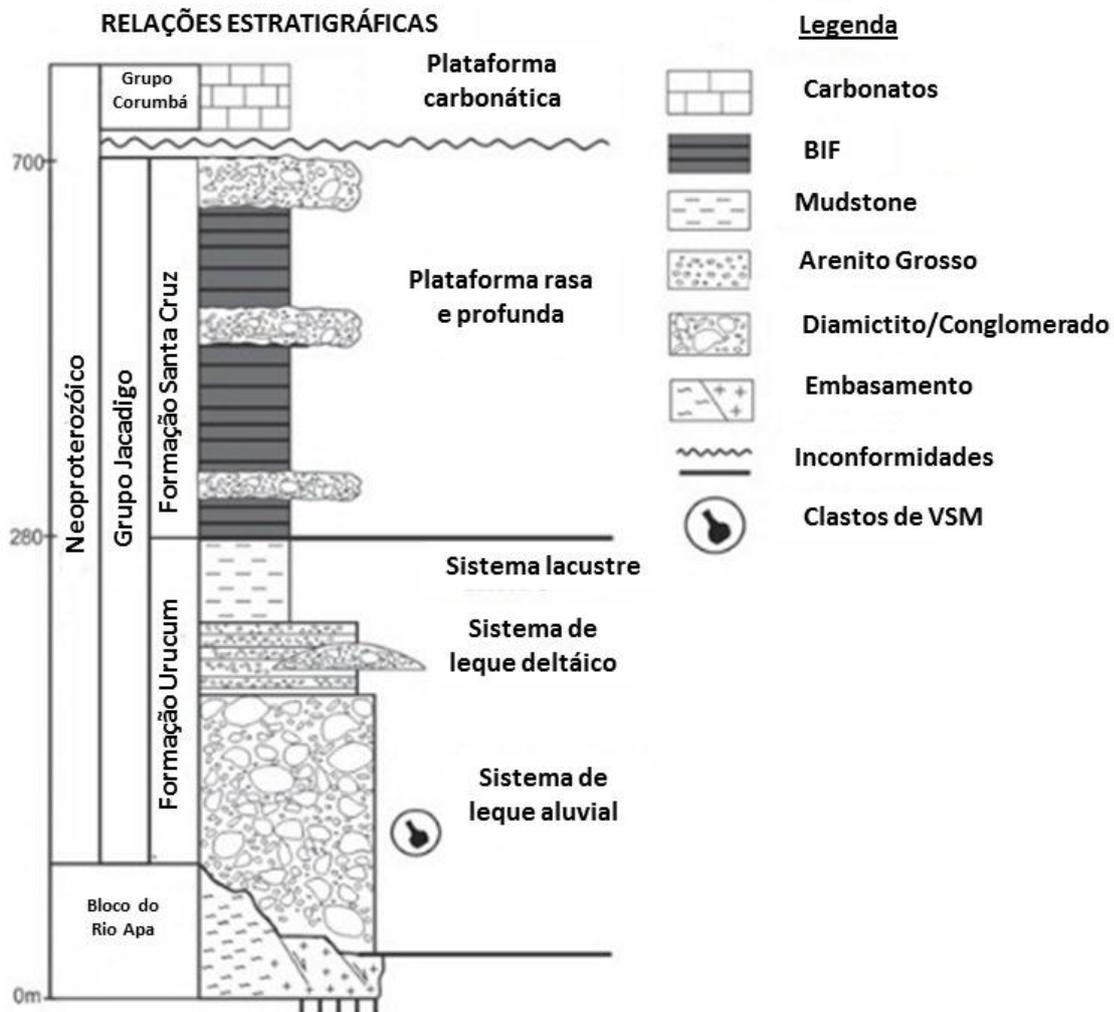


Figura 1.1 Coluna estratigráfica dos Grupos Jacadigo e Corumbá modificada de Moraes et. al (2017).

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se nas adjacências da cidade de Corumbá, Estado do Mato Grosso do Sul, e é conhecida como província mineral de Fe e Mn do distrito de Urucum. A região é dominada por planícies e morros isolados com topos planos, conhecidos localmente como morrarias onde foram efetuados os perfis estratigráficos e coletas de amostras ao longo dos mesmos. Assim as amostras foram obtidas nas morrarias da Fazenda São Carlos (Figura 1.2).

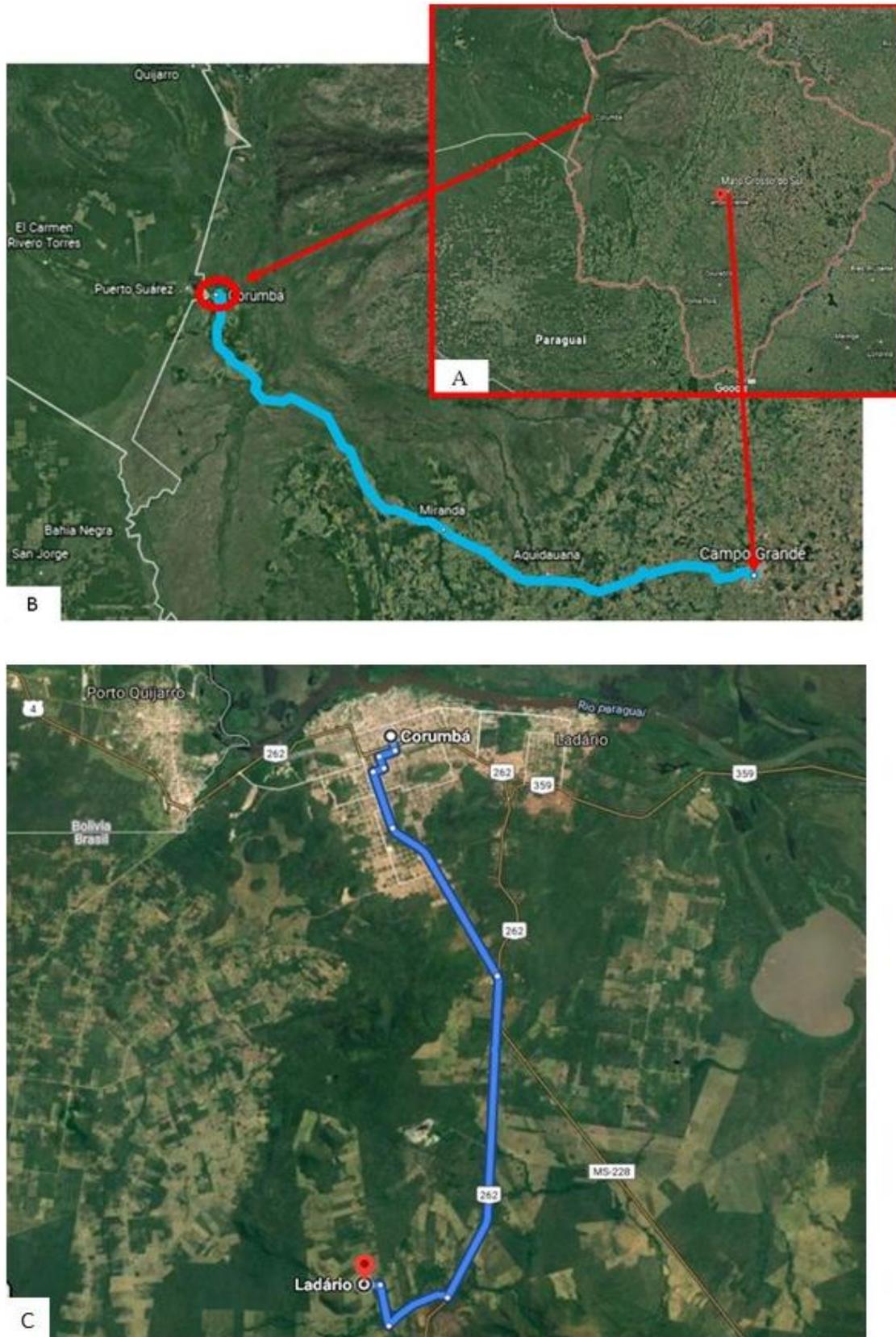


Figura 1..2 Localização da área de estudo, imagens retiradas do Google Earth. A) Estado do MS-BR. B) Trajeto de Campo Grande a Corumbá. C) Trajeto de Corumbá até a morraria da Fazenda São Carlos (Ladário), onde foi confeccionado o perfil estratigráfico e coletadas as amostras.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste TCC é realizar o estudo de microfácies carbonáticas nos dolomitos da Formação Urucum para auxiliar na reconstrução paleoambiental e compreensão da dinâmica de sedimentação desta plataforma carbonática neoproterozóica. Os objetivos específicos incluem:

-Resgatar as feições primárias do arcabouço dolomitizado por meio da análise de microfácies carbonáticas;

- Individualizar as principais microfácies carbonáticas e definir suas zonas deposicionais ao longo da plataforma carbonática;

- Determinar processos diagenéticos responsáveis por obliterar o arcabouço primário.

1.4 JUSTIFICATIVA

O Neoproterozoico representa um período de grandes mudanças geológicas, climáticas e bioevolutivas para o Planeta Terra. A quebra do supercontinente Rodínia, os eventos glaciais globais, a deposição de capas carbonáticas, a complexação da vida e a oxigenação da atmosfera e oceanos a níveis parecidos com os níveis atuais são alguns exemplos de marcos importantes desse período ((Och & Shields-Zhou, 2012). Essa complexa evolução paleoambiental encontra-se registrada em sucessões carbonáticas datadas desse período. Dessa forma, o estudo em detalhe dos registros carbonáticos tem sido uma ferramenta fundamental para melhor compreensão destes eventos que marcaram o sistema Terra.

O Grupo Jacadigo é caracterizado por diamictitos glaciais e aluvionares sucedidos por arcóseos e dolomitos lacustres da Formação Urucum, recobertos por BIF's pós-glaciais relacionados a plataforma aberta da Formação Córrego das Pedras e Formação Banda Alta. Enquanto que o Grupo Corumbá, consiste em dolomitos da Formação Bocaina e calcários e folhelhos da Formação Tamengo ambos relacionados a uma plataforma carbonática do final do Ediacarano.

Apesar dos diversos trabalhos realizados na região de Corumbá-MS, há poucos estudos voltados para caracterização paleoambiental e estratigráfica da sucessão do Grupo do Jacadigo, principalmente dos dolomitos inseridos na Formação Urucum. Grande parte dos dolomitos do distrito de Urucum, foram considerados como pertencentes da Formação Bocaina, base do Grupo Corumbá, baseando-se em trabalhos prévios e clássicos como Dorr (1945). Atualmente, nova campanhas mapeamento executadas pelo projeto “The Neoproterozoic Earth System and the rise of Biological Complexity”, FAPESP 2016/06114-6, sugerem que os dolomitos da Formação Urucum são mais expressivos e espessos do que tem sido documentado. Dessa forma, são considerados como um potencial registro do período pós-

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai glacial, relacionado aos depósitos glaciais da base da Formação Urucum, que antecedem a deposição de Fe da Formação Banda Alta, topo do Grupo Jacadigo.

Assim, pretende-se auxiliar por meio de análise de microfácies carbonática para contribuir na reconstrução paleoambiental da plataforma carbonática pós-glacial da Formação Urucum, que representa uma nova janela de observação para Neoproterozoico no Brasil.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Campanhas de trabalho campo

Foram realizados trabalhos de campo na morraria da Fazenda São Carlos (Figura 1.2C), localizada no Maciço do Urucum, na região do Ladário (21k, 430688, 7881372). Através destes, confeccionou-se um perfil estratigráfico relacionado a área; além da coletada de amostras das principais litoestratigrafias descritas.

1.5.2 Convecção de lâminas delgadas

Através das amostradas coletadas, foram convecionadas dezessete lâminas delgadas, sendo elas: 01.SC.18.1; 01.SC.18.2; 01.SC.18.03; 01.SC.18.04; 01.SC.18.05; 01.SC.18.6; 01.SC.18.07; 01.SC.18.08; 01.SC.18.10; 01.SC.18.11; 01.SC.18.12. 01.SC.18.13; 04.SC.18.1; 04.SC.18.2X, 04.SC.18.2Y; 04.SC.18.2Z e 04.SC.18.3.

1.5.3 Revisão bibliográfica

Nesta etapa foram realizadas pesquisas bibliográficas relacionadas ao contexto geológico da área de estudo que envolve contexto geológico regional (contexto geotectônico da Bacia Jacadigo e Faixa Paraguai), litoestratigrafia da Faixa Paraguai e idade de deposição litoestratigráfica das bacias Jacadigo e Corumbá. Além de pesquisas conceituais sobre eventos do Neoproterozoico como glaciações, química dos oceanos e eventos bioevolutivos, bem como conceitos de diagênese carbonática, classificação de rochas carbonáticas e revisão sobre dolomitas.

1.5.4 Análise de microfácies

A análise de microfácies se baseou na descrição de lâminas delgadas para caracterizar e quantificar os constituintes e processos diagenéticos no arcabouço interno dos dolomitos da Formação Urucum. As lâminas foram confeccionadas a partir de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies sedimentares, ao longo dos ciclos deposicionais definidos em perfis estratigráficos. Para classificação petrográfica, foi adotado a classificação de Dunham (1962) baseado na proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos, complementada pela classificação de

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai

Embry & Klovan (1971) e Wright (1992), que leva em consideração os tamanhos dos grãos carbonáticos, o tipo de bioconstrução e feições diagenéticas. A descrição de texturas de dolomita segue a descrição de Sibley & Gregg (1987).

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Faixa Paraguai constitui uma faixa de dobramentos com a idade do final do evento Pan-Africano-Brasiliano (850-500Ma), formada no sudoeste do paleocontinente Gondwana, pela colisão dos crátons Panamapanema, Pampia, Rio Apa e Amazonas (Cruz Campanha 2011). Este cinturão deformacional está localizado na borda sul do Cráton Amazônico e leste do bloco do Rio Apa e é definida por dois ramos, um ao norte e outro ao sul com unidades litoestratigráficas distintas (Almeida 1964, Boggiani, 2010). Sua extensão é de aproximadamente 1.000Km e constitui uma unidade geotectônica de destaque, pertencente à Província Tocantins, a qual é constituída pelas Faixas Paraguai, Araguaia e Brasília (Figura 2.1)

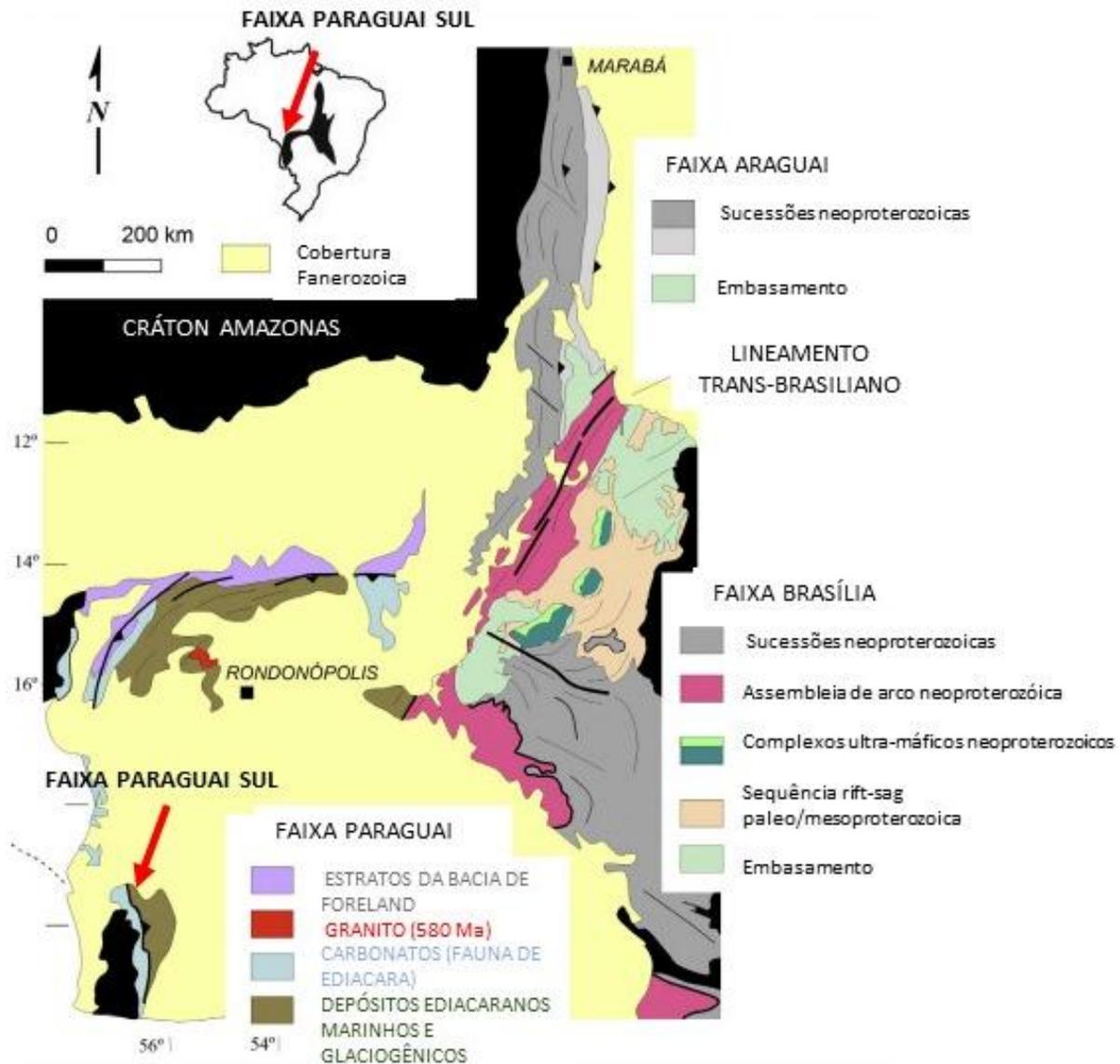


Figura 2.1 Província Tocantins composta pelas Faixas Araguaia, Brasília e Paraguai. Destaque para a Faixa Paraguai, sendo a Faixa Paraguai Sul o objeto de estudo deste projeto. Imagem retirada de Alkmim & Reis (2020).

A Faixa é considerada como um cinturão de dobras e falhas de idade do final do ciclo Brasiliano-PanAfricano (Almeida 1964; Boggiani 2010; Cruz Campanha 2011, Freitas 2011), que sofreu intensa deformação polifásica e possui longos falhamentos inversos e/ou empurrão. Sua evolução tectônica está associada à amalgamação final do Gondwana Ocidental (Ediacarano-Cambriano), com uma fase rifte no final do Criogeniano, e pode ser relacionada a Faixa Tucavaca, na Bolívia Da (Cruz Campanha et al. 2011).

Os afloramentos se concentram no estado do Mato Grosso (Faixa Paraguai Setentrional) e na região da Serra da Bodoquena e Maciço do Urucum no Mato Grosso do Sul (Cruz Campanha et al.,

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai 2011). A Formação Urucum, estudada neste trabalho, está contida no ramo da Faixa Paraguai Sul, pertencente ao Grupo Jacadigo de idade neoproterozóica descrita a seguir.

2.1.1 A Bacia Jacadigo

A evolução tectono-sedimentar das bacias dos Grupos Jacadigo e Corumbá (Figura 2.2) foi detalhada em seis sistemas deposicionais instalados nessas bacias neoproterozóicas (Freitas 2011). O início do processo de rifteamento, ligado às fases de “quebra” do supercontinente Rodínia, foi responsável pela deposição da Bacia Jacadigo. Na parte basal da bacia foi descrita a predominância de conglomerados, diamictitos e brechas de depósito do tipo talus pertencente a um sistema de leque aluvial instalado em uma pequena e isolada bacia de falha, intercalados com arenitos e lamitos de sistema lacustre. A partir das sucessões de fácies da morraria Puga e a relação espacial desta com o distrito do Urucum foi sugerido que a Formação Puga seja outra bacia isolada de falha instalada no mesmo contexto inicial da Bacia Jacadigo. Posteriormente, a partir do desenvolvimento de uma falha de escarpa de maior abrangência, interpretou-se uma deposição mais ampla da Formação Urucum, com a coexistência de diferentes sistemas deposicionais (leque aluvial, rio com predominância de tração de carga de fundo, lacustre e deltaico).

Foram descritos depósitos carbonáticos do Grupo Corumbá na fase intermediária do processo de rifteamento, além dos limites dos depósitos do Grupo Jacadigo. Foi relatada a intercalação de fácies de leques aluviais conglomeráticos siliciclásticos com grainstones peloidas na transição para sucessões carbonáticas. A deposição carbonática foi relacionada com o processo de transgressão marinha e redução do aporte de sedimentos, e o carácter misto das partes mais basais foi atribuída ao retrabalhamento dos depósitos siliciclásticos adjacentes em ambiente inter-maré.

Já a fase pós-rifte foi atribuída a deposição única ou dominada por carbonatos em águas rasas de plataforma carbonática. Já a partir das sucessões evaporíticas peloidais interpretou-se uma fase de retrogradação pós-rifte. Esses depósitos foram relacionados à Formação Bocaina.

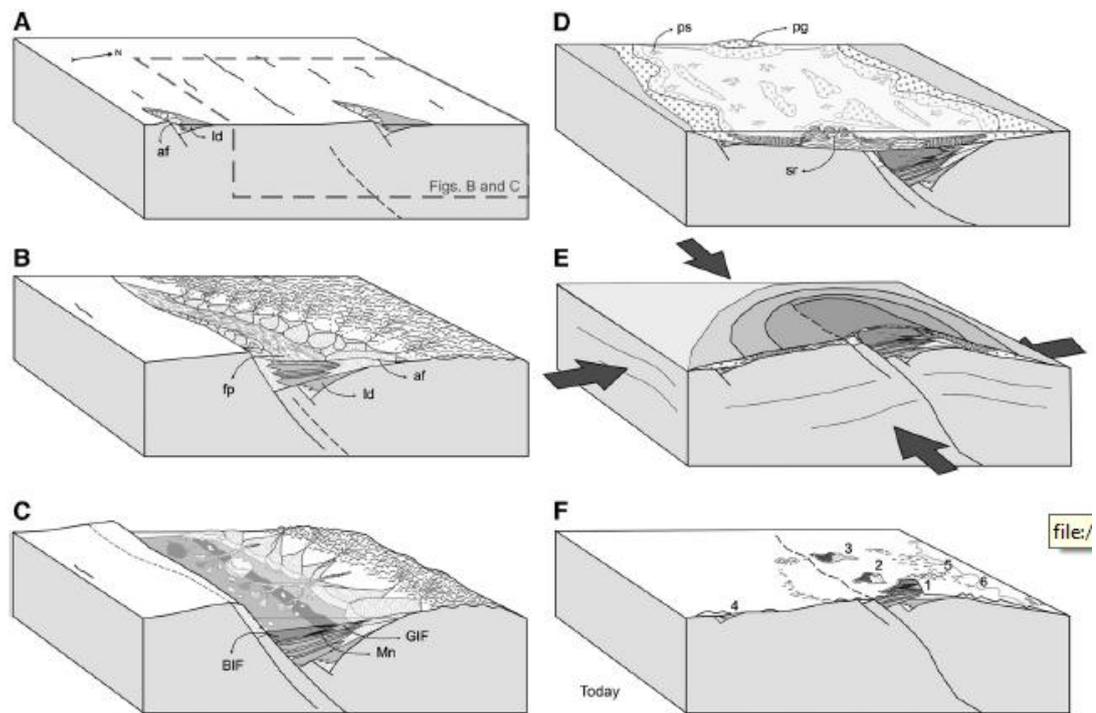


Figura 2.2 Evolução da Bacia Jacadigo, A Início do sistema rifte: base da sedimentação marcada por leques aluviais e depósitos lacustrinos. B Sistemas iniciais do rifte: leques aluviais, depósitos lacustrinos e deltaicos, planície de inundação. C Fase intermediária do sistema rifte: lagos com deposição de formações ferríferas ou golfo marinho composto por GIF'S de linha de costa, manganês, e BIFs na parte mais interna do sistema. Produtos do intemperismo das escarpas de falha responsáveis e outros depósitos de gravidade como turbiditos em canais incisos. D Fase tardia e pós rifte: carbonatos. E Inversão da bacia e formação de uma estrutura do tipo domo. F Topografia atual onde as chapadas correspondem ao Grupo Jacadigo e os morros menores aos carbonatos do Grupo Corumbá (Freitas, 2011).

2.1.2 A Faixa Paraguai

No final do período Mesoproterozóico houve a fusão/formação do supercontinente Rodínia, que foi seguida pelos eventos de quebra do Toniano entre 1.000-850 Ma e do Criogeniano Inferior entre 850-750 Ma. Esses processos extensionais formaram um complexo cenário paleogeográfico, como os sistemas riftes de Corumbá, Paraguai, aulacógeno Chiquito-Tucavaca. Em seguida, na passagem Neoproterozóica-Fanerozóica houve a fusão do Supercontinente Gondwana-Pannotia, pela colagem Brasileira-Panafricana, e estabelecimento das Faixas Paraguai e Chiquito Tucavaca (Schobbenhaus, Brito Neves, 2003).

A fusão de massas continentais e formação do supercontinente Rodínia foi diacrônica, a partir de diferentes eventos orogênicos ocorridos em estágios de tempo distintos, desde o início do mesoproterozóico (~1.45 Ga) até o início do Neoproterozóico. Porém, ainda mesmo em uma fase de aglutinação de massas, houveram vários processos de tentativa de desarticulação do supercontinente Rodínia, que iniciaram a partir do Mesoproterozóico superior e se estenderam até o Neoproterozóico. Por fim, sucedendo a orogenia meso/neoproterozóica, os pulsos distensivos ganharam força e levaram a efetiva quebra de Rodínia no período de tempo do Toniano entre 1,0 a 0,85 Ma (Figuras 2.3 e 2.4). Enxames de diques marcam essa fase no Brasil e na África, e se distribuem ao longo da costa da Bahia, Congo, Espinhaço, sul do Cráton São Francisco e porção centro-ocidental do cráton Amazonas. Há evidências no Brasil e na África que parte do processo de quebra (rift) aconteceu sob condições climáticas glaciais, com depósitos característicos. Vários segmentos litosféricos descendentes de Rodínia foram gerados, e entre eles foram formados diferentes sítios tectônicos (rifts, aulacógenos, braços oceânicos, pequenos oceanos). Os blocos maiores (Amazonas, São Luís, África Ocidental, São Francisco-Congo, Rio de La Plata, Kalarari) desenvolveram amplas coberturas neoproterozóicas e evoluíram posteriormente para a constituição de crátons sin-Brasilianos no processo de formação do supercontinente Pannotia/Gondwana. Esses blocos também foram atingidos por magmatismo granítico, tectônica compressional e rejuvenescimento isotópico. Dessa forma, a colagem Brasileira/Pan Africana foi entendida como o somatório final dos eventos orogênicos do final Neoproterozóico que envolveram as bacias neoproterozóicas, tonianas. Como resultado formou-se o supercontinente Pannotia/Gondwana no limiar do Paleozóico (Figura 2.4) (Brito Neves, 1999).

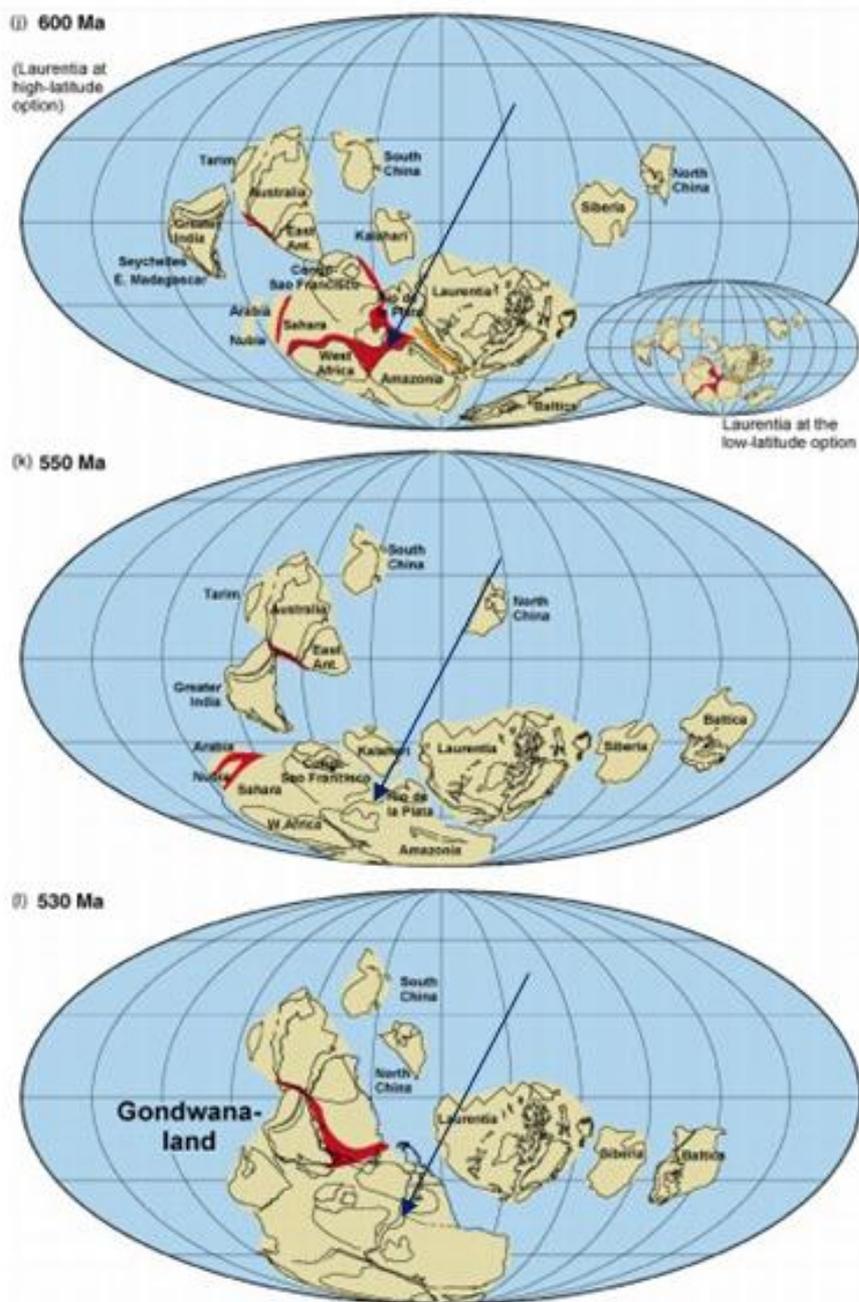


Figura 2.4 Junção dos blocos Amazonas, África Ocidental e Congo-São Francisco na Orogênia Brasiliana em 600 Ma, e amalgamação final do supercontinente Gondwana em 540-530 Ma, indicadas pela seta roxa. Imagem retirada e modificada de ZX Li et al. (2008).

Nesse contexto geotectônico diferentes autores discutiram sobre a evolução geotectônica e estratigráfica da Faixa Paraguai. De acordo com Alvarenga & Walde (1998) as sequências neoproterozóicas ao redor de Corumbá evoluíram a partir de um gráben em um sistema de tectônica extensional entre 600-570 Ma, paralelo à fronteira do Cráton Amazonas. Esses autores dividiram os

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai estudos da Faixa Paraguai (Figura 2.5) em Paraguai Norte e Paraguai Sul. Dessa forma, a Faixa Paraguai Norte foi associada a uma bacia do tipo foreland, Bacia Paraguai, frente aos nappes de cavalgamento do Cinturão Brasília, e a Faixa Paraguai Sul a uma bacia do tipo gráben, o chamado gráben de Corumbá, correlatado com deformação de 590 Ma do Cinturão Brasília. A deposição do Grupo Jacadigo ocorreu no sistema de graben, com uma unidade siliciclástica inferior, Formação Urucum, e marinha/lacustre química superior, Formação Santa Cruz, com contribuição de fluxos de detritos e correntes de turbidez. Em seguida, interpretou-se uma transgressão marinha de origem glacial-eustática a partir da deposição dos dolomitos ediacaranos da Formação Bocaina, Grupo Corumbá. Em seguida, uma dobra Brasileira de direção NW-SE, sincrônica com o metamorfismo e deformação da Faixa Paraguai afetou os grupos Jacadigo e Corumbá (545-500 Ma), invertendo tectonicamente o sistema graben.

Bogianni (2010) associa as Formações Puga, Cadiueus e Cerradinho com o primeiro estágio da bacia do tipo rift na região de Corumbá, enquanto a Formação Bocaina, Tamengo e Guaicurus representariam a fase pós rift-drift, com a formação de uma plataforma continental. Nesse estágio, o autor defende a ocorrência da deposição de fosforitos da Formação Bocaina e fósseis ediacaranos, como *Claudina*, na Formação Tamengo. A deposição dos carbonatos, também foi relacionada a uma transgressão marinha. A ausência de depósitos relacionados a bacias do tipo foreland, de acordo com Bogianni (2010) difere a Faixa Sul com a parte Faixa Norte da Faixa Paraguai. A interpretação dada a esse fato é que a Faixa Sul faz fronteira ao Cráton Rio de La Plata, ao contrário da Faixa Norte que é associada ao Cráton Amazonas, dessa forma desenvolveram sítios tectônicos distintos.

O aumento do metamorfismo e da complexidade deformacional evidenciado de leste para oeste corrobora para a interpretação da direção da vergência. O processo de rifteamento no final do Criogeniano como o evento principiante da evolução geológica do cinturão, evoluindo posteriormente para um mar restrito com advento de transgressão marinha no final do Ediacarano. Nesse período, é defendido a deposição das formações Tamengo e Guaicurus, sincronicamente com a deformação e metamorfismo do Grupo Cuiabá a leste na porção setentrional, em um contexto de bacia de antepaís. No Cambriano Inferior indica o final do processo colisional com a inversão da bacia e metamorfismo e deformação associados, e no Cambriano Superior o magmatismo granítico associado pós-colisional.

Freitas (2011) concentrou seus estudos na porção meridional da Faixa Paraguai, e também relaciona o Grupo Jacadigo a um sistema tectônico de deposição do tipo rifte, com a orientação da bacia na direção WNW-ESE. O autor defende a correlação da bacia Jacadigo a outros sistemas riftes isolados do mesmo evento extensional, formados em condições anorogênicas. A concordância da orientação da bacia com o trend estrutural do aulacógeno Chiquito-tucavaca reforçou, de acordo com o autor, a ideia de que as formações ferríferas do cinturão Paraguai e Chiquito-Tucavaca e suas respectivas sucessões basais de granulometria grossa foram depositadas em bacias isoladas, porém contemporâneas.



Figura 2.5 Faixas Paraguai Norte/Setentrional e Sul/Meridional e Faixa Tucavaca (paralela ao lineamento de Chiquito-Tucavaca). O arranjo espacial das faixas sugere junção tríplice de rifts. Imagem retirada e modificada de Jones (1985)

2.2 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI

Diferentes associações estratigráficas foram estabelecidas por distintos autores em seus respectivos trabalhos. Além disso, a composição litoestratigráfica da Faixa Paraguai não é igual para as porções setentrional e meridional. Isso porque enquanto a parte norte já estava em fase orogénica de fechamento da bacia, a porção sul ainda estava em fase de abertura. Dessa forma, as diferentes porções compõem bacias distintas.

A margem sudeste do Cráton Amazônico contém uma cobertura cratônica composta por rochas sedimentares que passam lateral e gradativamente para os metassedimentos dobrados e metamorfizados da Faixa Paraguai (Alvarenga & Trompette 1993) (Figura.2.6). Almeida (1984) subdividiu a Faixa Paraguai e a porção sudeste da margem do cráton Amazonas em três zonas estruturais, sendo elas: (1) Cobertura sedimentar de plataforma, (2) Zona externa dobrada com pouco ou sem metamorfismo e (3) Zona interna metamórfica e com intrusões graníticas. De acordo com o autor, as bacias sedimentares pós-orovicianas do Paraná, Parecis e Pantanal seriam responsáveis por mascarar as rochas mais antigas, sobretudo das zonas internas.

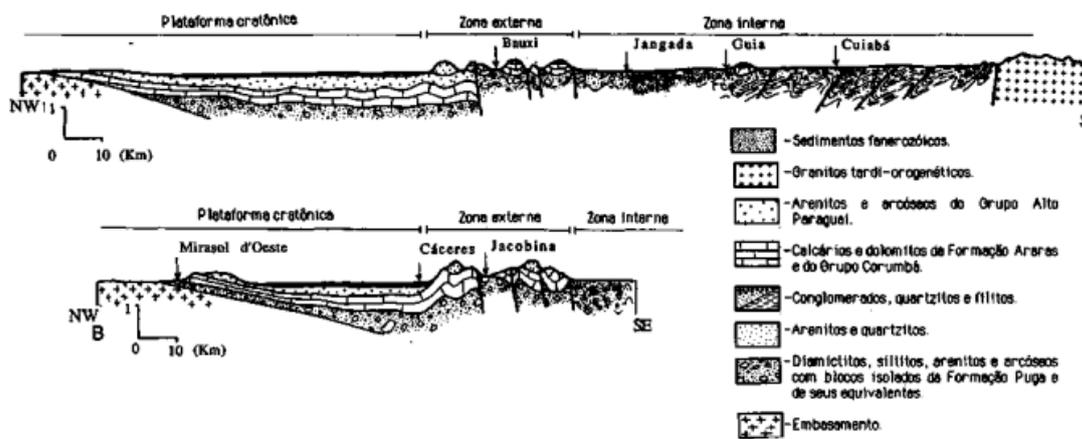


Figura 2.6 Seções geológicas da zona cratônica até a zona interna da Faixa Paraguai (A-Província Serrana, B-Cuiabá). Retirado de Alvarenga, Trompette (1993).

Almeida (1984) também elaborou uma divisão litoestratigráfica da Faixa Paraguai, em que descreveu o estágio mais antigo de deposição como composto pelo Grupo Cuiabá definido por rochas pelíticas com carácter do tipo flysch (turbiditos), com quartzitos e calcários subordinados na base da sequência, metamorfizados na fácies xisto verde e intensamente dobrados. O estágio médio composto pela deposição do Grupo Jangada (atualmente Formação Puga), formado por diamictitos recobertos por sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá na porção meridional e Grupo Araras na porção setentrional. Por fim, o estágio superior foi definido pela sedimentação continental molássica na porção setentrional do Grupo Alto Paraguai.

Os trabalhos de Alvarenga e Trompete (1993) se basearam em Almeida (1964) e subdividiram a Faixa Paraguai litoestratigraficamente em: Unidade Inferior, turbidítica-glaciogênica; Unidade Média carbonatada; e Unidade Superior, detrítica. Estruturalmente a Unidade Inferior corresponderia à porção leste da zona interna, composta por fácies turbidíticas com influência glacial, correspondentes ao Grupo Cuiabá, e para oeste, em direção a zona externa, para fácies glácio-marinhas da Formação Puga. Em sequência, a Unidade Média foi descrita em função de fácies carbonáticas, do fim da influência glacial e a subida do nível do mar, correspondentes ao Grupo Corumbá na porção meridional da Faixa Paraguai e ao Grupo Araras na porção setentrional. Por fim, a Unidade Superior compreenderia fácies siliciclásticas, aflorantes somente na porção setentrional, do Grupo Alto Paraguai.

Já Boggiani (2010) definiu a composição litoestratigráfica da parte norte da Faixa Paraguai em: Formação Puga, Formação Araras, Formação Serra Azul e Formação Alto Paraguai. Assim como em outros trabalhos, a Formação Puga foi relacionada a depósitos de seixos e blocos facetados e estriados, de ambiente glácio-marinho, com influência de fluxos turbidíticos em porções mais distais; e a Formação Araras por depósitos carbonáticos relacionados a capas carbonáticas. Em seguida, Boggiani (2010) descreveu depósitos de diamictitos pertencentes a Formação Serra Azul, relacionando-os a depósitos glaciais provenientes da Glaciação Gaskier. Por fim, a Formação Alto Paraguai, assim como em outras obras, também foi definida por sucessões detríticas do tipo molássica, relacionadas a possíveis depósitos de uma bacia de ante arco formada na orogênese da Faixa Paraguai.

Já na parte sul, Boggiani (2010) também descreveu depósitos de diamictitos da Formação Puga, porém ressaltou que estes ocorrem em afloramentos escassos, encontrados somente na Morraria do Puga. Nessa mesma seção da Morraria do Puga, na porção superior, foram descritos calcários laminados e, em sequência, dolomitos com estruturas do tipo tubestones estromatolíticos pertencentes à Formação Bocaina, com interpretação relacionada à capa carbonática. Na parte sul da Faixa Paraguai, a maior parte dos depósitos terrígenos descritos na porção inferior da sequência litoestratigráfica, foram relacionados às Formações Cadieus e Cerradinho. Os dolomitos estromatolíticos da Formação Bocaina também estariam sobrepondo estas formações terrígenas, seguidos por calcários, margas e xistos negros da Formação Tamengo; e em sequência normal por siltitos e folhelhos da Formação Guaicurus. De acordo com o autor, as Formações Puga, Cadieus e Cerradinho são associados à fase rift na evolução da bacia, enquanto as Formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus representam a fase pós-rift a drift.

Os trabalhos de Freitas (2011) definem a litoestratigrafia das coberturas neoproterozóicas do Maciço do Urucum (Faixa Paraguai Sul) em: Grupo Jacadigo e Grupo Corumbá (Figura 2.7). O Grupo Jacadigo basal, foi subdividido em: unidade inferior Formação Urucum, formada por rochas siliciclásticas como arenitos e conglomerados, e subordinadamente por carbonatos e mudstones; unidade intermediária Formação Córrego das Pedras, composta por GIF's (formação ferrífera granular) e depósitos siliciclásticos; e unidade superior Formação Banda Alta de, predominantemente, BIF's

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguaí (formação ferrífera bandada). Em seguida as rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, foram subdivididas em formações Bocaina e Tamengo. Os sistemas lacustre e marinho restrito foram propostos para as formações Banda Alta e Córrego das Pedras, com possível influência glacial ou atividade de correntes turbidídicas relacionadas aos depósitos de granulometria grossa nas sucessões das formações ferríferas. Já ambientes deposicionais continentais foram sugeridos para Formação Urucum, como fluvial, lacustre, cones deltaicos, e leques aluviais. Já Grupo Corumbá foi interpretado como depósito de margem continental, em que as formações Bocaina e Tamengo representariam sucessões de plataforma carbonática, relacionando a Formação Bocaina a uma plataforma rasa sujeita a processos de *upwelling* (deposição de fosforitos em áreas distais); e a Formação Tamengo a uma plataforma de águas mais profundas devido às evidências de fósseis Ediacaranos e depósitos de tempestade em áreas mais proximais e turbiditos em áreas mais distais.

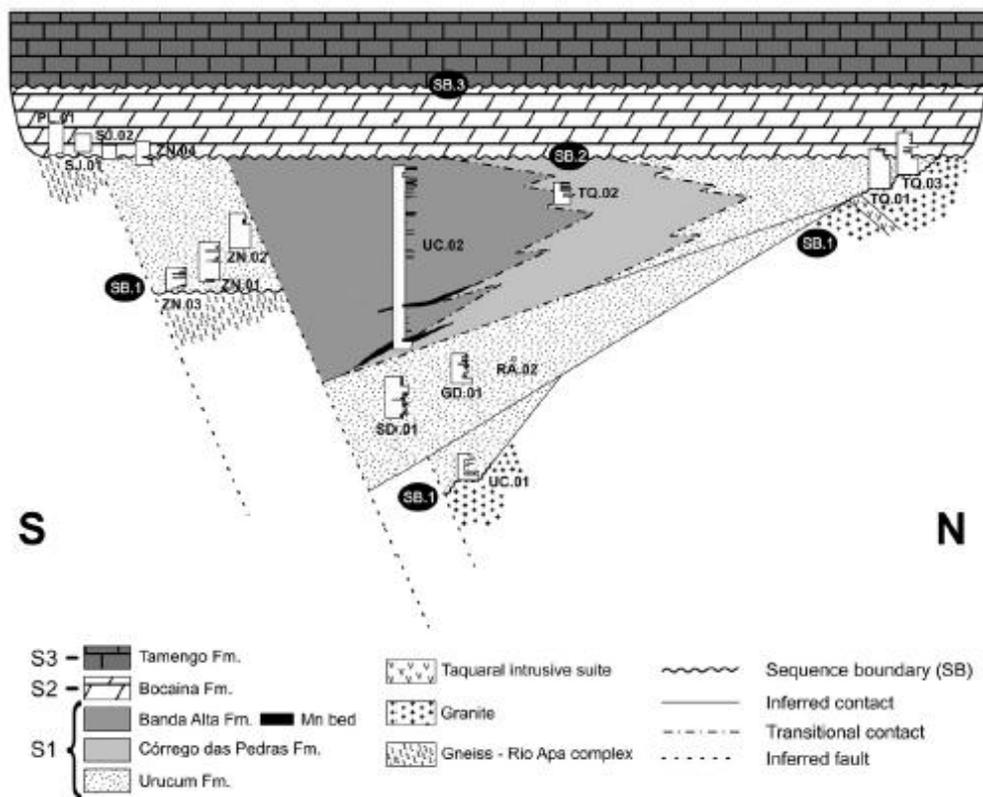


Figura 2.7 Estrutura da sequência estratigráfica dos Grupos Jacadigo e Corumbá, retirado de Freitas (2011).

2.2.1 Idades de deposição

De acordo com Walde (1998) a idade das sequências supracrustais neoproterozóicas da Faixa Paraguai podem ser consideradas correlatas à idade de 1000-600Ma do Grupo Bambuí, do Cráton São Francisco. No entanto, evidências como ocorrência de microfósseis relativos à Fauna de Ediacara em carbonatos da Formação Tamengo, nas adjacências do distrito de Corumbá (Freitas, 2011), e na porção superior da Formação Araras, enquadram as sequências supracrustais da Faixa Paraguai dentro de um intervalo de tempo mais recente Ediacarano, entre 590 Ma a 520 Ma.

Os trabalhos de Boggiani (2010) destacam a idade do Criogeniano (Marinoano) (720-635 Ma) para os diamictitos da Formação Puga, tanto da Faixa Norte quanto da Faixa Sul da Faixa Paraguai, baseado no fato de que os diamictitos estão recobertos pelos carbonatos da Formação Tamengo e da porção superior da Formação Araras portadores microfósseis ediacaranos, como *Cloudina*. Isótopos de Pb-Pb datam a idade de 633 ± 25 Ma para as capas carbonáticas da base do Grupo Araras. Enquanto na Faixa Paraguai Sul, zircões detriticos apontam idade máxima de deposição de 706 para a Formação Puga, e o Grupo Corumbá teria seu registro sedimentar no intervalo de tempo de 600 a 544 Ma (Bogianni 1998).

Em Freitas (2011) a idade máxima de deposição do grupo Jacadigo é dada pela datação do embasamento cristalino, o qual possui as idades de K-Ar de 889 ± 44 Ma. Já a idade mínima de deposição do Grupo Jacadigo é dada por fósseis ediacaranos do Grupo Corumbá, majoritariamente *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri* em grainstones e siltstones da Formação Tamengo perto da cidade de Corumbá, de aproximadamente 550 Ma.

CAPÍTULO 3

ESTADO DA ARTE

3.1 GLACIAÇÕES NEOPROTEROZÓICAS

Assim como já mencionado neste trabalho o período de tempo Toniano (1000 850 Ma) é marcado pelo início da quebra do supercontinente Rodínia, e o período seguinte do Criogeniano por grandes eventos glaciais (Brito Neves, 1999). A datação exata e a quantidade de eventos glaciais que ocorreram durante a era Neoproterozóica não são certos, sendo objeto de estudo e debate de vários pesquisadores. De acordo com os trabalhos de Goddérís (2003), Halverson (2005), Hoffman (2009) há duas principais glaciações de carácter global: Sturtiana e Marinoana, e uma terceira de carácter mais local: Gaskier.

Os depósitos glaciogênicos Sturtianos e Marinoanos são definidos em termos cronoestratigráficos, por meio de anomalias isotópicas negativas de $\delta^{13}\text{C}$ encontradas em capas carbonáticas, sucessão de dolomito e calcário que recobre diretamente diamictitos glaciais e que possuem fácies sedimentares singulares (Halverson, 2005). Estas duas glaciações são relacionadas ao evento de glaciação global denominado “*Snowball earth*”, onde as capas de gelo se expandiram até zonas de baixa latitude, ou seja, equatoriais (Hoffman 2009). Já o evento de glaciação Gaskier apesar de não ser global e ser parecido com glaciações do Fanerozoico, está relacionado a mais expressiva anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}$ que possui reprodutibilidade global em depósitos do Ediacarano superior (Halverson 2005, Grotzinger *et al* 2011). O quadro abaixo (Tabela 3.1) resume as principais características de cada uma dessas glaciações conforme o trabalho de Harverson (2005).

Tabela 3.1 Glaciações neoproterozoicas:

| Glaciações | Características |
|------------|---|
| Sturtiana | <p>Depósitos glaciogênicos de diamictitos em diferentes regiões do mundo (ex.: Norte da Namíbia, sul da Austrália, noroeste do Canadá);</p> <p>Depósitos glaciogênicos contêm rochas das Formações Ferríferas Bandadas</p> <p>São sobrepostos por capas carbonáticas escuras (material orgânico ou rico em sulfetos) que apresentam um aumento brusco da base para o topo no valor dos isótopos de $\delta C13$ (-4 para 5‰)</p> <p>Ocorreu em baixas a médias latitudes</p> |
| Marinoana | <p>Depósitos mais bem distribuídos de todas as três glaciações</p> <p>Depósitos extremamente variados (ex.: pacotes sedimentares grossos e complexos no Death Valley e depósitos finos e simples na Namíbia)</p> <p>Longo e gradual declínio de $\delta C13$ de 5 a 9‰ para -2 a -7‰</p> <p>Ocorreu em baixas a médias latitudes</p> |
| Gaskier | <p>Não são sobrepostos como as outras glaciações por capas carbonáticas difundidas</p> <p>Ocorreu somente em continentes de alta latitude</p> <p>Valores de $\delta C13$ extremamente negativos</p> |

Dados geocronológicos indicam que a Glaciação Sturtiana está intrinsecamente associada a deposição de formações ferríferas bandadas (BIF'S) do tipo Rapitan durante o neoproterozóicos. Os eventos marinoanos e ediacaranos foram pouco datados, mas a precisão é maior. Segue abaixo as principais datações (Tabela 3.2) conforme diferentes trabalhos:

Tabela 3.2 Idade dos eventos glaciais neoproterozóicos

| | Godderis 2003 | Halverson (2007) | Hoffman (2009) |
|-----------|------------------|---------------------|-------------------|
| Sturtiana | 730 Ma | 750 Ma | 726-660Ma |
| Marinoana | 600 Ma | 600 Ma | 655-635Ma |
| Gaskier | 9,15 | 580 Ma | 582 Ma |

3.2 QUÍMICA DOS OCEANOS

O oxigênio molecular hoje perfaz uma grande porcentagem da atmosfera terrestre, no entanto tais condições de oxigenação atmosférica e oceânica nem sempre foram dominantes. O O₂ não era abundante na maior parte do tempo da história da Terra, no entanto modificações tectônicas, perturbações climáticas e a evolução biológica mudaram esse cenário (Och & Shields-Zhou 2012).

No período de transição entre o Neoproterozóico e o Cambriano, é que se sugere que as proporções de O₂ nas esferas terrestre atingiram proporções parecidas com as proporções atuais, no evento conhecido como NOE (*Neoproterozoic Oxigenation Event*). No período de transição entre o Arqueano e Proterozóico há o registro da provável primeira forma de vida responsável pela produção primária de O₂, as cianobactérias. No período entre 2.4 a 2.0 Ga ocorreu o primeiro grande evento de oxidação terrestre – GOE (Great Oxigenation Event), estudado a partir de registros que sugerem a primeira acumulação significativa de O₂ e a deposição dos BIF's. Já o período entre 1.85 a 0.85 é reconhecido como *Boring Billion* pela inexistência de registros glaciares, BIF's ou tectônica mais ativa, compreendendo assim um período de “calmaria geológica”. Surge a dúvida sobre a química dos oceanos nesse período, estariam os oceanos oxigenados a ponto de cessar a deposição dos BIF's ou a estaria o oceano profundo sob condições extremamente anóxicas ferruginosas e sulfídricas perto das costas? (Och & Shields-Zhou, 2012).

Por fim o NOE- *Neoproterozoic Oxigenation Event*- é reconhecido entre 0.85 a 0.54 Ga. Este seria responsável pela oxigenação dos oceanos e atmosfera a níveis parecidos com os atuais, permitindo a complexação da vida como a explosão de vida do Cambriano e estabelecimento de condições climáticas parecidas com as atuais. A quebra de Rodínia seria responsável pelo aumento das margens

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai passivas e locais de soterramento da matéria orgânica, a qual ao não ser oxidada favorece a acumulação de O_2 nos oceanos e atmosfera. Além disso, a orogênese neoproterozóica seria responsável pelo aumento das taxas de intemperismo e formação das primeiras biotas de solo entre 700Ma. Tais solos, desprovidos de proteção de plantas seriam transportados para os oceanos, ocorrendo um aumento do aporte sedimentar e nutrientes essenciais para a futura explosão de vida (Och & Shields-Zhou, 2012).

O período Neoproterozóico foi marcado por relevantes assinaturas negativas de $\delta^{13}C$ as quais são associadas aos eventos glaciares nesse período (Figura 3.1), em que a PCO_2 diminuiu drasticamente na atmosfera (Godderis 2003; Halverson 2005; Hoffman 2009; Grotzinger 2011).

Halverson (2005) trabalhou com as sucessões carbonáticas neoproterozóicas de *Otavi Group* (Namíbia) e *Helcla Hoeck* (Svalbard-Noruega), e por meio do registro isotópico de $\delta^{13}C$ colocou em perspectiva geocronológica os principais eventos biogeoquímicos desse período; que incluem:

- (1) Cinco principais assinaturas isotópicas negativas de $\delta^{13}C$ durante o Neoproterozóico, três são relacionadas a períodos pré e pós-glaciações Sturtiana, Marinoana e Gaskier, o que sugere uma forte perturbação do ciclo do carbono e alteração do clima global;
- (2) Independente da paleogeografia dos oceanos antes do evento Marinoano, os oceanos eram enriquecidos em $\delta^{13}C$ e se tornaram relativamente empobrecidos após esse evento (apesar das diversas flutuações ocorridas nesse período)
- (3) Essa grande mudança nos valores de composição de $\delta^{13}C$ sugerem que a Glaciação Marinoana teve um efeito profundo e permanente no ambiente Neoproterozóico de aumento das condições de oxigenação oceânica e atmosférica

Och & Shields-Zhou (2012) também por meio de estudos de isótopos de carbono em carbono e matéria orgânica, sugere que junto com os eventos de glaciação global e tectônicos, ocorreu o evento de oxigenação do sistema atmosfera-oceano, o *Neoproterozoic Oxigenation Event- NOE*, episódio que mudou todo o panorama de vida na Terra até os tempos atuais. Dessa forma as tendências seculares de composição isotópicas dos carbonatos seriam pistas para o reconhecimento da produção biológica global e soterramento do carbono orgânico. Após 800Ma tendências positivas de $\delta^{13}C$, pontuadas por assinaturas extremamente negativas $\delta^{13}C$ correspondentes aos eventos glaciais criogenianos (sturtiano e marinoano), corresponderiam, de acordo com esses autores, a alta taxa de soterramento e preservação do carbono orgânico não oxidado em condições anóxicas dos oceanos estratificados. Já no meio do período Ediacarano, em torno de 550Ma ocorreu uma forte anomalia negativa de $\delta^{13}C$ relativa ao aumento da produção primária de oxigênio por cianobactérias fotossintetizantes devido a maior quantidade de aporte de nutrientes para o oceano em condições de forte intemperismo químico. A produção de O_2 seria responsável pela circulação e ventilação oceânica, causadora da oxidação e

dissolução do carbono orgânico, e conseqüentemente da anomalia negativa. Esse evento seria responsável por um significativo aumento do O₂ atmosférico e complexação da vida multicelular.

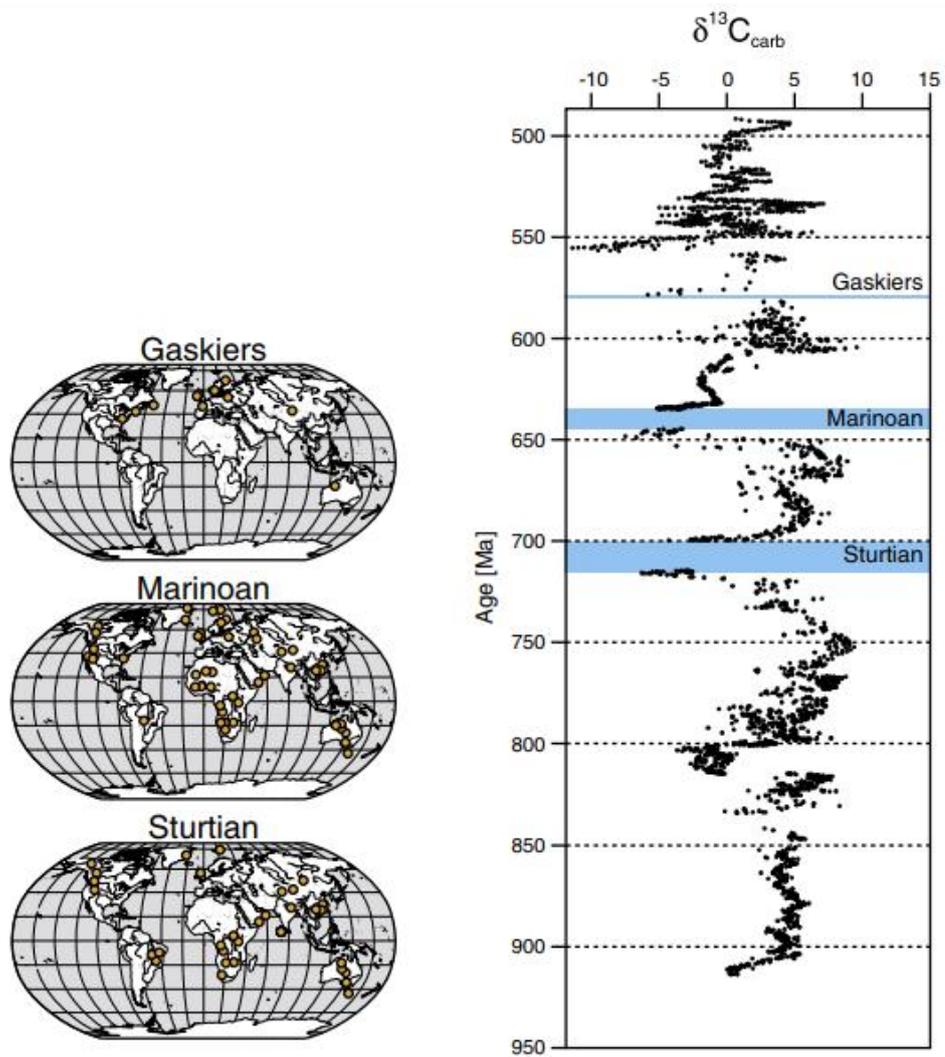


Figura 3.1 Áreas afetadas pelas principais glaciações neoproterozóicas e a sugestiva relação entre esses eventos com anomalias negativas de $\delta^{13}C$, retirado de Och & Shields-Zhou (2012)

3.3 CAPAS CARBONÁTICAS

As capas carbonáticas são descritas na literatura como sucessão de carbonatos diretamente sobrepostas a depósitos glaciogênicos, a qual foi precipitada após o degelo dos eventos glaciação global (greenhouse) (Halverson 2003; Hidalgo 2007; Hoffman 2009). São registradas após o evento de glaciação Marinoana ~630 Ma (Hoffman, 2009). Neste intervalo de tempo de aquecimento, as margens continentais foram invadidas, chegando a formar até mesmo mares interiores, em um evento transgressivo glácio eustático. Nesse intervalo, houve a sedimentação química de carbonatos nas plataformas carbonáticas.

A capa formada após evento Marinoano é a capa carbonática clássica descrita na literatura após o evento do SnowBall Earth (Hoffmana, 2009). No entanto, “carbonatas capas” são reconhecidas para o evento Sturtiano (Halverson, 2005). Abaixo segue as principais características descritas para as capas carbonáticas de acordo com diferentes trabalhos (Tabela 3.3):

Tabela 3.3 Capas carbonáticas e características principais

| Características | Halverson (2005) | Hoffman (2009) |
|-----------------|---|---|
| Sturtiana | -Cor: tons escuros (material orgânico ou rico em sulfetos) -Aumento brusco da base para o topo no valor dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ (-4‰ a 5‰) | |
| Marinona | -Longo e gradual declínio de $\delta^{13}\text{C}$ de 5‰ a 9‰ para -2 a -7 | -Rocha: dolomito -Cor: amarelo pálido; rosado -Estruturas: laminação cruzada de baixo ângulo, mega marcas de onda, biohermas estromatolíticas (geotubos ou tubos verticais preenchidos com cimento ou sedimentos micropeloidas laminados -As capas são truncadas no topo devido a exposição subaérea e consequente formação de estruturas como teppes e brechas de teppes e cimentação diagenética de barita |
| Fácies | | Siliciclástica rica em matéria orgânica e pobre em matéria orgânica, carbonática rica e pobre em matéria orgânica |

Hoffman (2009) produziu um mapa (Figura 3.2) com a suposta paleogeografia neoproterozóica de 635Ma com as principais ocorrências de acordo com as fácies carbonáticas por ele propostas:

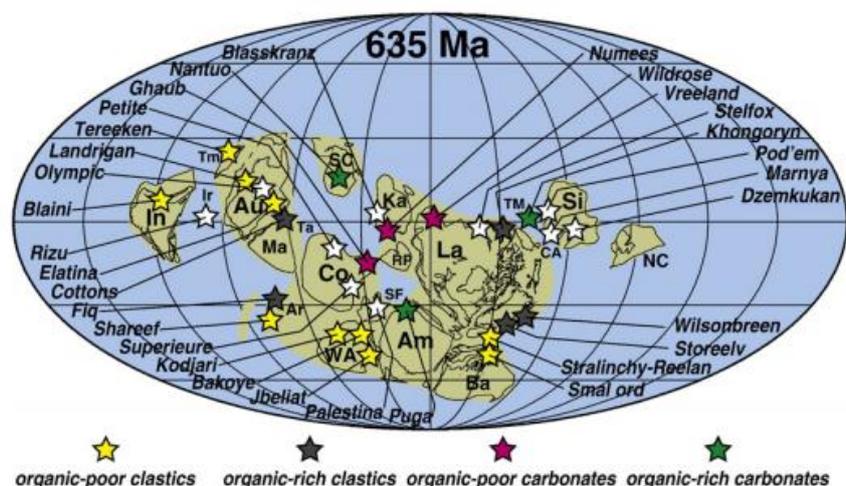


Figura 3.2 Distribuição de capas carbonáticas indicadas pelas estrelas, e subdivididas de acordo com a fácies sedimentar: siliciclástica rica e pobre em matéria orgânica e carbonática rica e pobre em matéria orgânica (Hoffman, 2009)

3.4 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHA

Neste trabalho utilizou-se a proposta de classificação de rocha sugerida por Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) e Wright (1992):

A classificação de Dunham (Tabela 3.4), é uma classificação textural baseada na proporção e relação espacial entre matriz, grão e cimento todos de natureza carbonática. Rochas carbonáticas predominantemente compostas por lama carbonática (micrita) e são matriz suportadas, são consideradas como *Mudstone* quando possuem <10% de grãos carbonáticos e *wackestone* quando possuem >10% de grãos carbonáticos. Quando são grão suportadas são denominadas *packstones*. Já as rochas com pouca ou nenhuma matriz micrítica, são consideradas *grainstones*. O termo *boundstone* definido por Dunham não foi muito bem claramente definido, sendo rediscutido e redefinido em trabalhos posteriores como Embry & Klovan (1971).

Tabela 3.4 Classificação de rochas carbonáticas de acordo com a textura deposicional, retirada de Dunham (1962)

| TEXTURAS DEPOSICIONAIS RECONHECÍVEIS | | | | TEXTURAS DEPOSICIONAIS NÃO RECONHECÍVEIS | | |
|--|---------------|-----------------------------|----------------|---|-------------|-------------|
| Componentes originais não estavam unidos durante a deposição | | | | Componentes originais já estavam unidos durante a deposição (intercrescimento, matéria esquelética, laminação por gravidade, sedimentos que preenchem cavidades preenchidas por matéria orgânica) | BOUNDSTONE | CRYSTALLINE |
| Contem lama (partículas do tamanho argila e silte) | | Pouca ou quase nenhuma lama | | | | |
| Sustentadas por lama | | Sustentada por grãos | Grão suportada | | | |
| <10% de grãos | >10% de grãos | | | | | |
| MUDSTONE | WACKSTONE | PACKSTONE | GRAINSTONE | BOUNDSTONE | CRYSTALLINE | |

A classificação de Embry & Klovan (1971) (Tabela 3.5) complementa a proposta de Dunham (1962), expandindo a classificação para aspectos granulométricos e individualizando os tipos de bioconstruções. Analisaram a proveniência dos grãos que formam as rochas. Se há alóctones (componentes não foram organicamente agregados durante a deposição), maiores que dois milímetros e em uma proporção maior que 10% da rocha; a rocha pode ser classificada como *floatstone* (matriz suportado) ou *rudstone* (grão suportado), se há alóctones, e estes são menores que dois milímetros, a rocha é classificada como *mudstone*, *wackstone*, *packstone* e *grainstone* conforme Dunham (1962). Se há autóctones (componentes originais foram organicamente agregados durante a deposição), a classificação varia de *framestone* (organismos construíram uma estrutura rígida), *bindstone* (organismos incrustantes no substrato e agregados) e *bafflestone* (organismos como defletores).

Por fim, a classificação de carbonatos segundo Wright (1992) (Tabela 3.6) considera as rochas que sofreram intensos processos diagenéticos, integrando a classificação deposicional de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971).

Tabela 3.5 Classificação dos carbonatos de acordo com a forma de deposição. Modificada de Embry & Klovan (1971).

| Calcários alóctones componentes orgânicos não foram originalmente depositados juntos | | | | | Calcários autóctones componentes orgânicos originalmente depositados juntos | | | |
|--|---------------|--------------------------|----------------------------------|--------------------------------|---|---|---|-------------|
| Menos de 10% de componentes > 2mm | | | Mais de 10% de componentes > 2mm | | Por organismos que desagregam matéria | Por organismos que agregam/aderem a matéria | Por organismos que constroem estruturas rígidas | Frame-stone |
| Contem lama calcária | | Não contem lama calcária | Matriz suportado | Grão suportado, com grãos >2mm | | | | |
| Suportada por lama | | Suportada por grãos | | | | | | |
| <10% de grãos | >10% de grãos | | | | | | | |
| Mud-stone | Wack-stone | Pack-stone | Grain-stone | Float-stone | Rudstone | Baffle-stone | Bind-stone | Frame-stone |

Tabela 3.6 Classificação da rocha segundo sua origem do seu arcabouço: deposicional, biológica ou diagenética. Modificada de Wright (1992).

| DEPOSICIONAL | | | | BIOLÓGICA | | | DIAGENÉTICA | | | |
|-----------------------------------|---------------|----------------|------------|--------------------|-------------------------|---------------------------|----------------------------------|---|---|-----------------|
| Matriz suportado (silte e argila) | | Grão suportado | | Organismos in situ | | | Não obliterativo | | | Obliterativo |
| <10% de grãos | >10% de grãos | Com matriz | Sem matriz | Organismos rígidos | Organismos incrustantes | Organismos desagregadores | Cimento é o componente principal | Muitos contatos de grãos por microestilólitos | Maior parte do contato dos grãos por microestilólitos | Cristais > 10µm |
| Calcimudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Framestone | Boundstone | Bafflestone | Cementstone | Condensed | Fitted | Sparstone |
| | Floatstone | Rudstone | | | | | | Grainstone | | Cristais <10µm |
| | Grãos >2mm | | | | | | | | | Microsparstone |

3.5 MATRIZ, GRÃO E FÁBRICA CRISTALINA DA DOLOMITA

O estudo de microfácies consiste na identificação dos elementos do arcabouço da rocha, como matriz, grãos e cimentos, além da análise da proporção entre eles. A seguir, serão destacados os principais conceitos de classificação, além de breves resumos de estudos sobre origem e formas de descrição destes constituintes, de acordo com a obra “*Análise de microfácies carbonáticas*” (Flügel 2010).

3.5.1 MATRIZ E GRÃO

A correta identificação, descrição, quantificação e análise da relação dos constituintes do arcabouço é de extrema importância na análise de microfácies sedimentares. Os principais constituintes do arcabouço primário são os grãos e matriz, já fábrica cristalina resultante dos processos diagenéticos é um importante fator de alteração do arcabouço primário.

A Tabela 3.4 abaixo, baseada no livro ‘*Microfacies of carbonate rocks*’ (Flügel 2010) faz referência a definição e principais tipos de matriz e grãos que constituem as rochas carbonáticas:

Tabela 3.7 Principais tipos de matriz e grãos carbonáticos

| Constituinte | Definição | Tipos |
|--------------|--|---|
| Matriz | <p>O termo matriz refere-se ao material intersticial entre grãos maiores, ou mais amplamente como pequenos cristais e partículas que bordejam poros intergranulares. Há questões controversas sobre o termo matriz, o qual é usado por alguns autores como sinônimo de material mecanicamente depositado entre partículas, enquanto outros amplificam o termo para fábrica cristalina intersticial formada por cimentação ou neomorfismo</p> | <p>Micrita: refere-se a textura cristalina de cristais cripto a microcristalinos, de acordo com Folk (1959) refere-se a cristais até 4µm</p> <p>Microspar: matriz composta por calcita fina com cristais que variam o diâmetro entre 5 a 30µm, geralmente com distribuição uniforme de tamanho.</p> <p>Silte de calcita: partículas detríticas de calcita de tamanho silte (de acordo com Assally <i>et al.</i> (1998) entre 2-62µm) que compõe uma matriz de granulometria fina.</p> |
| Grão | <p>Os grãos compreendem as partículas orgânicas e inorgânicas no arcabouço da rocha que são maiores que a matriz, os principais tipos de grãos são: peloides, cortoides, oncoides, ooides, pisoides, agregados de grão, clastos e grãos esqueletais.</p> | <p>Peloides: pequenos grãos micríticos, geralmente sem estrutura interna. Não possui forma específica (sub-arredondado, esférico, ovoide ou irregular), e o tamanho varia entre <0,02 a 1mm, geralmente entre 0,10 a 0,50mm.</p> <p>Cortoides: grãos esqueletais arredondados cobertos por uma fina camada de envelope micrítico, O tamanho pode variar entre menos de 1mm a poucos centímetros.</p> <p>Oncoides: grãos pequenos a grandes que possuem um ou mais núcleos distintos e um córtex fino formado por lâminas irregulares de micrita, não concêntricas, que podem se tocar em um ponto. Laminação pode exibir estruturas biogênicas e não há uma tendência de aumentar a esfericidade durante o crescimento. Tamanho varia entre menos de 1mm a poucos decímetros.</p> <p>Ooides: Grãos esféricos ou ovoides caracterizados por laminação regular e bem definida, formada por nucleações sucessivas e concêntricas. As laminações podem exibir microfábricas tangenciais ou radiais. Tamanho varia entre 0,20 a 2mm, mas geralmente entre 0,50 a 1m</p> |

Tabela 3.4 Continuação

| Constituinte | Descrição | Tipo |
|--------------|---|--|
| Grão | Os grãos compreendem as partículas orgânicas e inorgânicas no arcabouço da rocha que são maiores que a matriz, os principais tipos de grãos são: peloides, cortoides, oncoides, ooides, pisoides, agregados de grão, clastos e grãos esqueletais. | <p>Pisoides: Grãos grandes, irregulares e subesféricos, com núcleo geralmente não biogênico e espesso córtex formado por laminação espaçada com microfábricas tangenciais ou radiais. Pisoides ocorrem como grãos isolados ou incorporados em crostas. Tamanho é geralmente maior que 2mm, até mesmo maior que 1cm.</p> <p>Agregado de grãos: Grãos compostos que consistem originalmente de duas ou mais partículas que foram conectadas e cimentadas juntas, formando “cachos” arredondados ou com forma de uva. Espaço intergranular preenchido por micrita ou spar. Tamanho varia entre 0,50 ou mais de 2mm.</p> <p>Clastos; clastos carbonáticos sin-sedimentares ou pos-sedimentares, sedimentos carbonáticos parcialmente consolidados e retrabalhados ou material já litificado. Forma e tamanho variáveis: angulares a arredondados, menores que 0,20mm a vários decâmetros. Clastos muito finos são dificilmente separados de peloides.</p> <p>Grãos esqueletais: Organismos esqueletais fragmentados ou inteiros. Tamanho entre 0,05mm a centímetros.</p> |

3.5.2 CARACTERIZAÇÃO DAS DOLOMITAS

Os cristais são responsáveis por obliterar o arcabouço pré-existente ou preencher espaços vazios existentes no arcabouço. Dessa forma, a fábrica cristalina pode alterar e/ou obstruir completamente as formas primárias dos grãos e da matriz. Em seções delgadas é desafiador observar a textura deposicional e composicional originais de uma rocha dolomítica, já que ela pode ou não ser preservada. Nesse tópico serão abordadas três classificações complementares das fábricas cristalinas do mineral de dolomita.

De acordo com Friedman (1965) o formato dos cristais de dolomita pode ser classificado em: anedral, subeudral e eudral; o tamanho relativo entre os cristais em: equigranular e inequigranular; e a relação mútua entre eles em: xenotópico, hepidiotópico e idiotópico. A relação da forma do cristal do mineral é denominada como textura cristalina, enquanto o padrão de tamanho e a relação mútua entre os cristais é denominado de fábrica cristalina, de acordo com a sequência abaixo:

1. Textura de cristalização: referente ao formato do cristal do mineral de acordo com tipo de face cristalina presente no limite entre os cristais. Classificados em:
 - I. Anedral: ausência de faces cristalinas bem formadas
 - II. Subeudral: faces cristalinas parcialmente desenvolvidas

III. Eudral: faces cristalinas bem desenvolvidas

2. Fábrica cristalina: referente ao padrão de tamanho e a relação mútua entre os cristais:

I. Fábrica equigranular: padrão de tamanho homogêneo entre os cristais, fábrica subdividida em:

- i. Xenotópica: predominam cristais anedrais
- ii. Hipidiotópico: predominam cristais subeudrais
- iii. Idiotópico: predominam cristais eudrais

II. Fábrica inequigranular: padrão de tamanho heterogêneo entre os cristais, fábrica subdividida em:

- i. Xenotópica: predominam cristais anedrais
- ii. Hipidiotópico: predominam cristais subeudrais
- iii. Idiotópico: predominam cristais eudrais

A fábrica inequigranular ainda pode ser subdividida em:

- i. Porfirotópico: cristais grossos em matriz fina
- ii. Poiqulotópico: cristais de maior tamanho englobam menores de mineralogia diferente

Em seguida, Randazzo & Zachos (1983) utilizaram a classificação de Friedman (1965) como base para seus estudos, porém esta foi expandida por esses autores. A fábrica cristalina, além de ser dividida entre equi e inequigranular (padrão unimodal e multimodal, respectivamente, de tamanho dos cristais), também foi dividida em aphanotopic (afanotópica), referente aos cristais menores que 0.002mm. Além da subdivisão dos dois principais tipos de fábrica em subtipos, como é descrito abaixo:

I. Fábrica inequigranular

- i. Porfirotópica (floating-rhomb): agregado de cristais eudrais a subeudrais isolados em uma matriz fina
- ii. Porfirotópica (contact-rhomb): agregado de cristais eudrais a subeudrais com grau de empacotamento frouxo contidos em uma matriz fina
- iii. Mosaico (Fogged): áreas irregulares ou difusas compostas por cristais muito finos contidos em uma massa cristalina do tipo mosaico grosso.
- iv. Mosaico (Spotted): áreas pontuais isoladas e bem definidas compostas por cristais muito finos em uma massa cristalina do tipo mosaico grosso.
- v. Poiqulotópica: cristais finos contidos em um mosaico de cristais grossos (de acordo com Friedman (1965) são cristais de dolomita fina contidos em uma mosaico grosso de calcita espática).

II. Fábrica equigranular

- i. Mosaico (sutured): cristais anedrais em grau de empacotamento apertado, geralmente com baixa ou inexistente porosidade intercrystalina.
- ii. Mosaico (sieve): cristais anedrais a eudrais em grau de empacotamento frouxo, com alta porosidade moldica e/ou intercrystalina.
- iii. Peloidal: agrupamento difuso ou concentrado de cristais de tamanho unimodal.

Já Sibley and Gregg (1987) propuseram uma classificação mais simples, porém ainda baseada nos conceitos de textura e fábrica propostos por Friedman (1965), como pode ser visto na sequência abaixo:

- I. Não planar: empacotamento apertado de cristais anedrais com limites intercrystalinos curvados, lobados, serrados ou outros tipos de contatos irregulares. É raro a constatação de faces preservadas e apresenta extinção ondulante dos cristais a nicóis cruzados.
- II. Planar-e (eudral): os cristais dolomíticos são majoritariamente rômnicos eudrais, cristal-suportado com áreas intercrystalina preenchidas por outros minerais ou poros.
- III. Planar-s (subeudral): os cristais dolomíticos são majoritariamente subeudrais a anedrais com limites bem definidos entre os cristais e faces cristalinas preservadas. Porosidade baixa e pouca matriz intercrystalina,

3.6 DIAGÊNESE

A diagênese consiste no processo de conversão dos sedimentos em rocha sedimentares por meio de processos físicos, químicos e biológicos que atuam sob baixas temperaturas e pressões. Quando os sedimentos são expostos ao contato com fluidos diagenéticos de composição química diferente, as associações minerais do pacote sedimentar são susceptíveis a reações hidrogeoquímicas, que buscam recuperar o equilíbrio geoquímico sob novas condições de temperatura, pressão (Tucker 1991).

3.6.1 Processos diagenéticos

Os principais processos diagenéticos são:

1. Dissolução: A instauração dos fluidos que preenchem os poros em relação ao carbonato, gera a dissolução de grãos e cimentos instáveis. Ocorre principalmente em: ambientes meteóricos rasos e próximos a superfície, ambientes de soterramento profundos, ambiente marinho profundo.
2. Cimentação: A saturação química dos fluidos que preenchem os poros em relação a uma determinada mineralogia, leva a precipitação de minerais em poros primários e/ou secundários.

3. Compactação: processos mecânicos e químicos resultantes do aumento da sobrecarga sedimentar durante o soterramento, e o aumento das condições de temperatura e pressão.
4. Neomorfismo: todos os processos que ocorrem na presença de água e que acarretam na dissolução e reprecipitação de um mesmo mineral, ou de um mineral para um polimorfo (ex.; aragonita para calcita).
5. Recristalização: mudança no tamanho, forma, e orientação preferencial do cristal, sem a mudança na mineralogia.
6. Dolomitização: processo em que o calcário ou o seu sedimento precursor é completamente ou parcialmente convertido em dolomito por substituição do CaCO_3 por carbonato de magnésio, por fluídos ricos em magnésio.

3.6.2 Ambientes diagenéticos

Os estudos de diagênese de rochas carbonáticas abordam a classificação, compreensão e agrupamento dos principais processos hidrogeoquímicos que afetam determinados ambientes diagenéticos. Os principais ambientes diagenéticos (Figura 3.7) são:

1. Ambiente meteórico (vadoso e freático)
2. Ambiente marinho (vadoso e freático)
3. Ambiente de soterramento

3.6.2.1 Diagênese meteórica

Os principais ambientes sedimentares onde ocorre a diagênese meteórica são: áreas continentais; margens de plataforma; regiões acima de plataforma no meio de ambiente marinho (ilhas); atols ou ilhas isoladas.

Nesse ambiente há a mistura da água meteórica com a água marinha e o processo geoquímico principal é a perda do magnésio da Mg-Calcita, seguido da substituição da aragonita pela calcita.

3.6.2.2 Zona de mistura e ambiente marinho vadoso

A zona de mistura ocorre em ambientes rasos de subsuperfície, perto da costa, já o ambiente marinho vadoso compreende as praias e regiões de interface entre a terra e o mar, onde há mudanças rápidas nas condições do ambiente.

Nesse ambiente há uma expressiva mistura de água meteórica e marinha, que contribui para um alto potencial de atividade geoquímica, que é responsável pela:

- Precipitação da aragonita e dolomita (poros vulgares);

- Dolomitização;
- Chertificação
- Alta dissolução das rochas carbonáticas

3.6.2.3 Ambiente marinho

A diagênese de ambiente marinho ocorre principalmente no: assoalho marinho em regiões rasas, assoalho marinho em regiões profundas, sub superfície do assoalho marinho. É caracterizada pelo aumento da pressão hidroestática e da pressão parcial de CO₂, além da diminuição da temperatura da água, à medida que há o aumento da profundidade. Conseqüentemente, causa uma diferente preservação dos sedimentos ricos em carbonato de cálcio (alta dissolução dos sedimentos em ambientes profundos onde as pressões hidroestáticas e de CO₂ são altas e a temperatura baixa).

3.6.2.4 Ambiente de soterramento

Cimentação, compactação e dissolução por pressão são os principais processos estudados através da análise de microfácies para indicar a diagênese de soterramento, como pode ser visto a seguir:

- Sobrecarga sedimentar e compactação física: redução da espessura, porosidade e da permeabilidade da rocha, gera o fraturamento e distorção dos grãos e produz fábricas de cristais comprimidos;
- Compactação química: geralmente ocorre a centenas ou milhares de metros, ocasiona a redução da espessura, porosidade e permeabilidade da rocha. Produz estilólitos e outras estruturas de dissolução por pressão. A dissolução por pressão gera fluídos carbonáticos para cimentação durante o soterramento.
- Cimentação: cimentação grossa, com enriquecimento em ferro e manganês, e pode ser rica em inclusões fluídas.
- Porosidade intercrystalina: causada por dissolução de minerais carbonatados e sulfatos de cálcio.
- Dolomitização: fábrica cristalina anedral e cristais grossos.

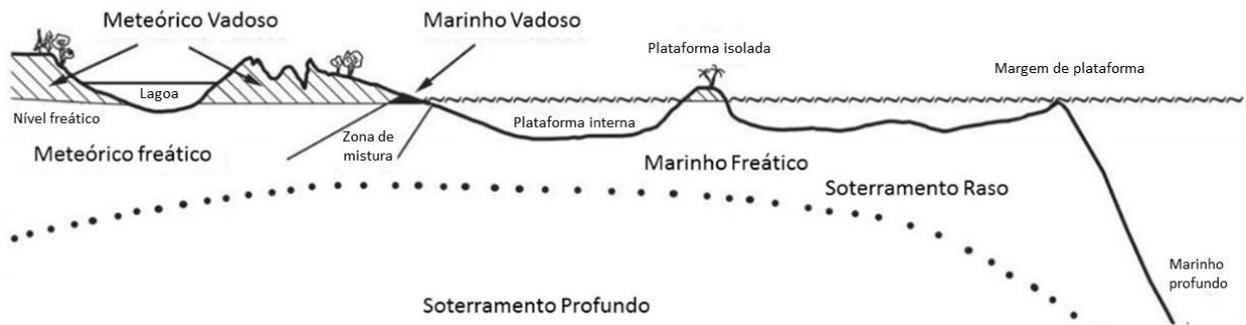


Figura 3.3 Ambientes diagenéticos (modificado de Flugel 2010).

Abaixo segue a Tabela 3.8 com o resumo dos principais ambientes diagenéticos, localização e processos que neles ocorrem:

Tabela 3.8 Ambientes diagenéticos

| Ambiente diagenético | Localização | Preenchimento de poros | Processos |
|-----------------------------|--|--|---|
| Ambiente meteórico vadoso | Acima do nível freático (entre o nível freático e a superfície da Terra) | Preenchimento de poros por água meteórica e ar | Zona de dissolução (solo): formação da porosidade vugular, dissolução da aragonita, dissolução intensiva Zona de precipitação (abaixo do solo, perto da superfície): cimentação baixa |
| Ambiente meteórico freático | Abaixo do nível freático | Preenchimento de poros com água meteórica | Zona de dissolução (cavidades): dissolução e formação da porosidade móldica e vugular Zona ativa (parte superior do ambiente meteórico freático): dissolução da aragonita e Mg-Calcita; cimentação rápida e diversificada; precipitação da calcita; porosidade móldica e vugular Zona de estagnação (parte inferior, em ambientes áridos): baixa cimentação; estabilidade da aragonita e mg-calcita |
| Ambiente marinho freático | Superfície e sub superfície do assoalho marinho | Poros preenchidos com água marinha | Ambiente marinho raso: água supersaturada em CaCO ₃ ; cimentação rápida de aragonita e mg-calcita; cimentação diversificada. Ambiente marinho profundo: água insaturada em CaCO ₃ ; alta dissolução da aragonita e Mg-calcita |

3.6.3 Porosidade e relações diagenéticas temporais

A porosidade total corresponde a porcentagem do volume total da rocha relacionada aos interstícios (espaços vazios). É comum que os carbonatos mais antigos possuam uma porosidade nula ou baixa, devido aos processos de preenchimento dos poros (cimentação) e/ou obstrução dos mesmos (compactação). Há dois grandes grupos de porosidade das rochas sedimentares:

- I. Porosidade primária: formada durante o estágio pré deposicional (intragranular) e deposicional (intergranular e *framework growth*)
- II. Porosidade secundária: oriunda da diagênese em qualquer momento pós deposicional, através da dissolução, dolomitização, dedolomitização, fraturamento e brechação. O tempo de formação da porosidade secundária pode ser extremamente longo e é dividido em três categorias temporais (eo, meso e telodiagênese) de acordo com a tabela abaixo:

Tabela 3.9 Cronologia diagenética:

| Relações temporais diagenéticas | Características |
|---------------------------------|---|
| Eodiagenese | <p>Processos superficiais e duração relativamente curta; atua logo após a deposição do sedimento até o momento em que os fluídos superficiais param de atuar; sedimentos instáveis e porosidade média a alta (alteração por dissolução, cimentação e dolomitização).</p> <p>Ambientes diagenéticos ativos durante a eodiagenese: meteórico vadoso e freático, zona de mistura.</p> <p>Lim_{inf}: águas meteóricas ou marinhas superficiais cessam a circulação por gravitação ou convecção;</p> <p>Lim_{sup}: interface subaérea e aquosa</p> |
| Mesodiagenese | <p>Processos relacionados ao soterramento e de longa duração; taxas lentas de modificação da porosidade (velocidade baixa de alteração do arcabouço), mas expressiva (obstrução da porosidade por compactação)</p> <p>Ambientes diageneticamente ativos durante a mesodiagenese: ambiente de soterramento</p> <p>Lim_{inf}: atuação do metamorfismo de baixo grau;</p> <p>Lim_{sup}: águas meteóricas ou marinhas superficiais cessam a circulação por gravitação ou convecção;</p> |
| Telodiagenese | <p>Processos relacionados a exumação do arcabouço de carbonatos mineralogicamente estáveis através de inconformidades e soerguimento tectônico; geram o retorno da influência de fluídos superficiais. As rochas voltam a ser afetadas por processos relacionados a superfície com grande influência da dissolução e reprecipitação; grande susceptibilidade a formar inconformidades (sistemas paleocársticos)</p> |

3.6.4 Cimentação: diagênese de preenchimento de poros

Os cimentos de preenchimentos de poros são efeito da diagênese, pois são o precipitado químico de um processo diagenético de dissolução. A precipitação e crescimento do cimento ocorre nos poros e requer a supersaturação fluído de preenchimento em relação à mineralogia do cimento.

É importante ressaltar a diferença do spar de cimentação e o spar de neomorfismo, o último é uma substituição *in situ* do carbonato de cálcio em estado sólido.

Aspectos que caracterizam cimentos:

- Aparência cristalina e limpa, com limites cristalinos retos geralmente bem definidos;
- Contato brusco entre o *spar* e as partículas
- Presença de duas ou mais gerações de *spar*
- Vértices cristalinos retos e geralmente apresenta junção tripla com ângulo de 180°.
- Os eixos maiores dos cristais são geralmente normais às superfícies dos grãos
- Há um aumento do tamanho do cristal a medida que ele se distancia do grão
- *Spar* que cresce entre os grãos não penetra para dentro ou corta através do grão.

Os tipos de cimentos mais comuns são:

- Aragonita
- Calcita de alto Mg
- Calcita de baixo Mg
- Dolomita

O crescimento do cimento carbonático é favorecido por:

- Alto pH
- Altas temperaturas
- Alto aporte de CaCO_3 (aporte de CaCO_3 em ambientes marinhos é através da água marinha e dos ambientes meteóricos e de soterramento é pela dissolução do próprio sedimento)
- Eficiente mecanismo de fluxo dos fluídos

O crescimento de cimentos de quartzo e chert são favorecidos por:

- Baixo pH
- Baixas temperaturas

A precipitação de cimentos carbonáticos podem ser descritos como uma sucessão de três estágios:

1. Supersaturação do fluído que preenche o poro dentro do espaço poroso,
2. Nucleação, controlada pela mineralogia do substrato (aragonítico ou calcítico). A nucleação e a taxa de crescimento dos cristais controlam a morfologia cristalina.
3. O crescimento dos cristais depende da presença suficiente de íons de Ca, e assim das condições de porosidade/permeabilidade.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS DELGADAS

Os resultados apresentados a seguir são provenientes da análise petrográfica de dezessete lâminas delgadas, coletadas sistematicamente no perfil estratigráfico com cerca de 74 m de espessura, levantado na exposição da Fazenda São Carlos, Corumbá-MS (Figura 4.1A). As amostras foram coletadas em diferentes fácies e litotipos, que incluem brechas dolomíticas, dolomitos finos laminados e sílex maciços a laminados (Figura 4.1B-C).

A tabela 4.1 resume os tipos e a distribuição de componentes descritos nas lâminas petrográficas. Nos dolomitos, além dos diferentes tipos de dolomita, ocorre subordinada contribuição de cristais quartzosos; enquanto que no sílex são observados quartzos, além de calcedônias e relictos de dolomita. Em ambas as litologias não foram observados resquícios de mineralogia primária como calcita e muito menos aragonita.

A identificação dos componentes deposicionais carbonáticos como grão e matriz, associados aos aspectos texturais primários, foram dificultados pelos intensos processos de dolomitização e silicificação. Entretanto, em alguns casos parte da textura primária foi parcialmente preservada por meio dos processos de mimetização (*mimetic*) durante a substituição.

A seguir serão descritas as características dos componentes encontrados nas lâminas analisadas, dando ênfase nas variabilidades de dolomita e sílica, elementos predominantes, bem como dos componentes primários parcialmente preservados (peloides, intraclastos, matriz e afins). Por fim, serão apresentados os tipos de microfácies definidas e quais os componentes e arranjos texturais as caracterizam.

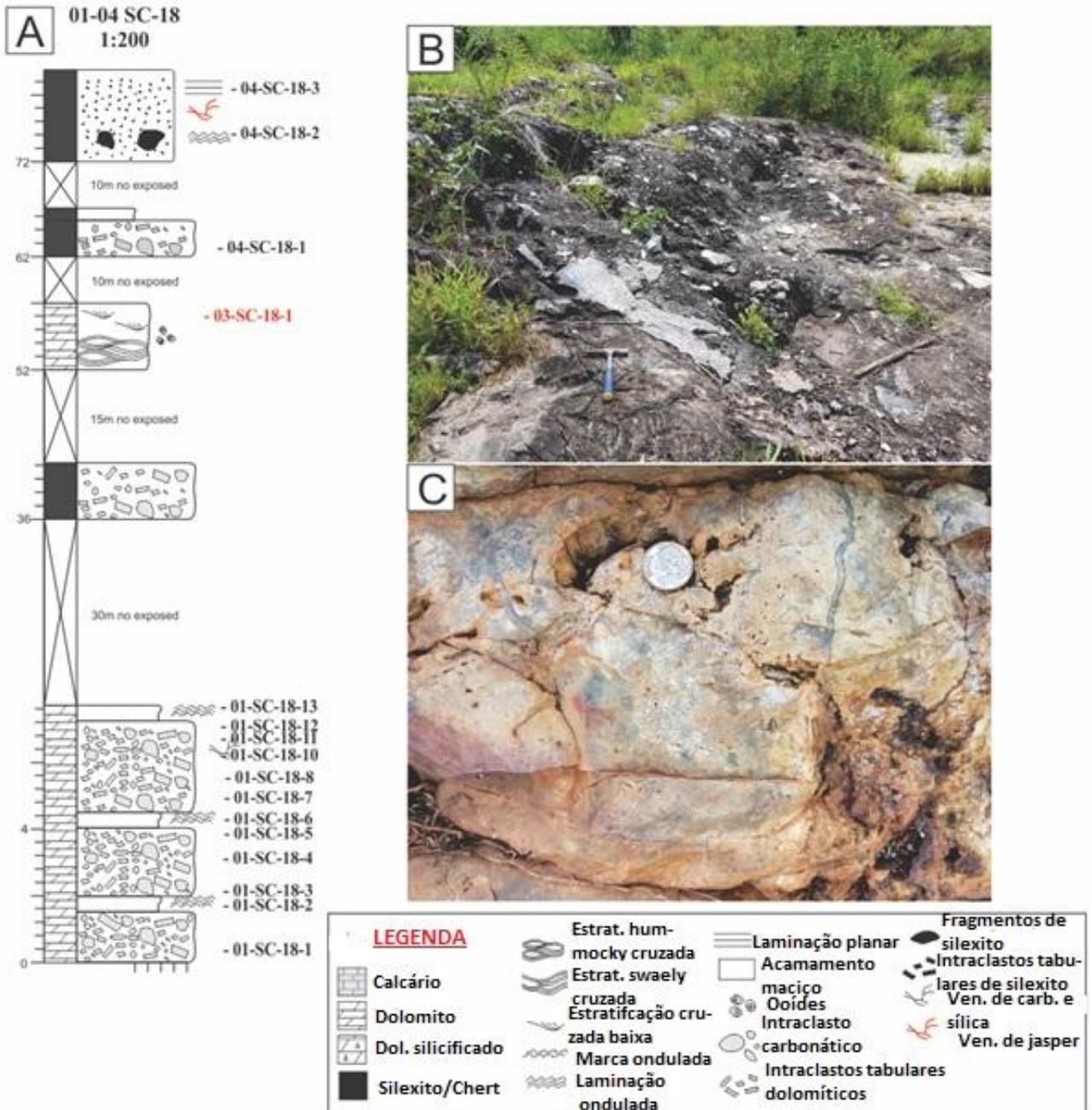


Figura 4.1 A) Perfil estratigráfico da exposição na Fazenda São Carlos, Corumbá-MS com as amostras coletadas. B) Afloramento com brechas dolomíticas com intraclastos. C) Afloramento com silexito maciço.

Tabela 4.1 Tipos e distribuição de componentes do arcabouço sedimentar das rochas da Fazenda São Carlos:

| Sigla | Estrutura | Dolorudstone Intraclástico e Peloidal | Dolofloatone Intraclástico e Peloidal | Dolograin stone Peloidal | Condensed Grainstone | Microspar stone | Silexito Fino | Silexito Grosso |
|-------|--|---|---|--------------------------------|-------------------------|--------------------|------------------|--------------------|
| PE | Peletoide | X | X | X | X | | | |
| PL | Peloide lítico | X | X | X | X | | | |
| IN | Intraclasto | X | X | | | | | |
| FDC | Franja de dolomita do tipo coroa isópaca | X | X | X | X | | | |
| FDI | Franja dolomítica em poros intergranular es/intercrista linos | X | X | X | X | | | |
| L1 | Laminação composta por dolomita (D1/D2) | | | | | X | | |
| L2 | Laminação composta por dolomita (D2/D3) | | | | | X | | |
| C1 | Cimentação de preenchimen to por dolomita peloidal | X | X | | | | | |
| C2 | Cimentação de preenchimen to por dolomita romboédrica não planar | X | X | X | X | | | |
| C3 | Cimentação de preenchimen to por dolomita romboédrica planar | X | X | X | X | | | |

| Sigla | Estrutura | Dolorudstone Intraclástico e Peloidal | Dolofloatone Intraclástico e Peloidal | Dolograin stone Peloidal | Condensed Grainstone | Microspar stone | Silexito Fino | Silexito Grosso |
|-------|--|---|---|--------------------------------|-------------------------|--------------------|------------------|--------------------|
| C4 | Cimentação de preenchimen to por quartzito | X | X | X | X | | X | X |
| MR | Matriz recristalizad a de dolomita | | X | | | | | |
| MRP | Matriz recristalizad a peloidal | | X | | | | | |
| MS | Matriz silicificada | | | | | | X | X |
| GS | Grãos silicificados | | | | | | | X |
| F | Faturas | X | X | X | | | X | X |
| FP | Faturas preenchidas | X | X | X | | | X | X |
| ES | Estilólito | X | X | X | X | X | X | X |
| P1* | Poros intercristalin o | X | X | X | X | | X | X |
| P2* | Poros móldicos | X | X | X | X | | X | X |
| P3* | Poros vulgares | X | X | | | | X | X |
| O | Assembleia de minerais opacos | | | | | | X | X |

4.1.1 Dolomita

A dolomita é o principal constituinte observado, sendo documentada com uma ampla variabilidade de tamanhos, hábitos e ocorrências. Desta forma, foram individualizados seis tipos de dolomitas de finas a grossas; aqui descritas como dolomita D1, D2, D3, D4, D5 e D6, as quais são resumidas na tabela 4.2 a seguir. Na descrição das microfácies são discutidas os detalhes descritivos e distribuição dos diferentes tipos de dolomita.

Tabela 4.2 Tipos de dolomitas presentes nas rochas da seção Fazenda São Carlos

| Sigla | Classificação (Randazzo and Zachos 1983) | Descrição | Tamanho do cristal (mm) | Textura Cristalina (Sibley and Gregg 1987) | Fábrica Cristalina (Friedman 1965) | Elemento precursor | Processo |
|-------|---|---|---|---|---------------------------------------|--|--|
| D1 | <i>Aphanotopic</i> | Dolomita microcristalina | < 0,002 | - | - | Matriz micrita | Substituição |
| D2 | <i>Sutured Mosaic</i> | Cristais anedrais com bordas irregulares e possíveis suturas, sem ou rara porosidade intercristalina | ~0,002-0,005 | Não planar (anedral) | Xenotópica | 1- Grão carbonáticos 2- Matriz micritica 3- D1 | 1-2 Substituição 3- Recristalização |
| D3 | <i>Fogged Mosaic</i> | Mosaicos de cristais irregulares “sujos” e finos que ocorrem associados a diferentes elementos do arcabouço | ~0,005 – 0,3 | Planar (subeudral) e não planar (anedral) | Hipidiotópica/xenotópica | Qualquer elemento carbonático primário ou secundário | Substituição e recristalização |
| D4 | <i>Peloidal</i> | Grãos carbonáticos do tipo peloidal definido por dolomita microcristalina | ~0,005 | Não planar | Xenotópica | - | Obliteração de poro intercristalino |
| D5 | Mosaico irregular | Cristais de dolomita média a grossa com bordas irregulares | Muito fina: 0,005-0,025mm Fina: 0,025-0,050mm Média: 0,05-0,10mm Grossa: >0,10mm | Não Planar | Xenotópica | - | Obliteração de poros intercristalinos |
| D6 | <i>Sieve Mosaic</i> | Cristais subeudrais a eudrais, alta porosidade móldica intercristalina (quartzo e dolomita peloidal) | Muito fina: 0,005-0,025mm Fina: 0,025-0,050mm Média: 0,05-0,10mm Grossa: >0,10mm | Planar | Idiotópica/Hipidiotópica | - | Obliteração de poros intercristalinos e móldicos |

4.1.2 Sílica

Os componentes formados por sílica são representados por quartzo, quartzo microcristalino e calcedônia, sendo predominantes no sílex e subordinado nos dolomitos (Tabela 4.3). Estes componentes são associados a processos de silicificação por meio da substituição da dolomita por quartzo microcristalino, ou a processos de cimentação obliterando poros intercristalinos ou de fratura por quartzo e calcedônia.

Tabela 4.3 Tipos de quartzos presentes nas rochas da seção Fazenda São Carlos

| Sigla | Nome | Tamanho do cristal | Textura/Hábito do cristal | Origem/Processo |
|-------|--|--|---------------------------|---|
| Qm | Quartzo microcristalino | <0,005mm | Anedral | Quartzo de substituição |
| Q | Quartzo em mosaico | Mosaico fino: 0,005<Q<0,015mm; Mosaico médio: 0,015<Q<0,030mm | Anedral | Quartzo de substituição |
| Qc | Calcedônia | Inequidimensional: Comprimento: <0,050mm; Espessura: <0,010mm | Eudral/Fibrosa | Quartzo de cimentação por preenchimento |
| Qg | Franja de quartzo do tipo circungranular | Franja equidimensional circungranular fina: <0,025mm Franja equidimensional circungranular média: Qg<0,05mm | Subeudral/Granular | Quartzo de cimentação por preenchimento |
| Qb | Franja de quartzo do tipo <i>bladded</i> | Franja inequidimensional <i>bladded</i> : Comprimento: Qb<0,10mm; Espessura: Qb<0,015mm | Subeudral /Prismático | Quartzo de cimentação por preenchimento |
| Qd | Quartzo em drusa | Drusa fina: Qd<0,050mm Drusa média: 0,050<Qd<0,10mm Drusa grossa: Qd>1,00mm | Anedral | Quartzo de cimentação por preenchimento |

4.1.3 Componentes carbonáticos

A definição da microfácies leva em consideração a proporção dos elementos constituintes do arcabouço (matriz, grão e cimento) e as relações genéticas que estes possuem (relação com a formação, seja deposicional, diagenética ou biológica). Dessa forma, compreender o que são e como são formados os constituintes do arcabouço da microfácies é de extrema importância para a sua definição.

Apesar de todos os componentes terem sido dolomitizados ou silicificados, estruturas reliquias do arcabouço primário foram reconhecidas, como: grãos peloidais dolomitizados; grãos intraclásticos dolomíticos; matriz recristalizada dolomítica; matriz peloidal dolomítica e cimento em franjas dolomíticas.

Grãos carbonáticos

Os grãos carbonáticos identificados foram: pelóides líticos (PL); peletóides (PE) e intraclastos dolomíticos (IN).

De acordo com Flugel (2010), há diferentes origens e tipos de pelóides, dos quais é possível visualizar dois tipos distintos neste trabalho:

- i. Pelóides líticos (Figuras 4.2B; 4.4A; 4.5B; 4.8A; 4.9; 4.10A; 4.10B) (grãos compostos por matriz peloidal): é originado do retrabalhamento da lama carbonática litificada, que resulta em vários formatos de grãos micríticos. Geneticamente são intraclastos formados por erosão da matriz e redeposição na mesma bacia. Assemelham-se a lama carbonática/micrítica na forma de agregados de tamanhos variados, como pequenos intraclastos lamosos (intraclastos compostos por matriz). *Flugel (2010)* recomenda um tamanho limite de 200 μ m para esse tipo de grão, mas há autores como *Coniglio and James (1987)* que consideram os pelóides líticos até 500 μ m. Os tamanhos estabelecidos pelos autores são muito sugestivos, mas neste trabalho pode-se observar: 1- padrão de tamanho fino (menor que 100 μ m); 2- padrão de tamanho médio (entre 100 a 250 μ m); 3- padrão de tamanho grosso (entre 250 a 500 μ m); 4- grãos muito grossos, que são maiores que 500 μ m mas ainda próximos desse tamanho (baixa ocorrência).
- ii. Peletóides (Figuras 4.2B; 4.4A; 4.5B; 4.10A; 4.10B): é originado da alteração (recristalização) dos grãos micríticos, no caso desse trabalho, é resultado da dolomitização (D2) e recristalização (D3) dos peletóides calcíticos (calcita microcristalina); e/ou recristalização (D2/D3) dos pelóides líticos já dolomitizados. É composto por cristais na forma de mosaicos muito finos (D2) em arcabouços menos recristalizados, a mosaicos finos/médios (D3) em arcabouços mais recristalizados (individualizados por estruturas residuais em seus limites, como envelopes micríticos dolomitizados e microestilólitos). Geralmente possui contornos/limites vagos e geralmente são amalgamados devido a recristalização e a compactação, respectivamente.

Dessa forma, nesse trabalho o termo **grão peloidal dolomítico** é referente tanto aos pelóides líticos (geralmente entre 100 a 250 μ m, podendo ser maior ou menor) e aos peletóides.

Os **intraclastos dolomíticos** (Figuras 4.2A, 4.4B; 4.5A; 4.5B; 4.7A. 4.7B), consistem em grãos que possuem formas, geralmente, retangulares definidos por mosaicos de cristais finos a médios de dolomita, com colorações claras e fábrica xenotópica/hipidiotópica. São majoritariamente compostos

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai por dolomita D3, associada em menor grau a dolomitas D2 e D1 (além da possível ocorrência de D4, D5 e D6 e quartzo como preenchimento de poros dos intraclastos).

Matriz

Aqui adotamos o termo **matriz recristalizada** (Figuras 4.2D; 4.4B; 4.5A; 4.5B; 4.7A), que é referente a matriz carbonática que teve sua textura e composição primária alteradas durante a diagênese, através do neomorfismo (substituição do componente carbonático primário por calcita), e consecutivos processos de recristalização (aumento do tamanho dos cristais), e/ou dolomitização (substituição por dolomita).

A **matriz recristalizada peloidal** (Figura 4.2E; 4.7B), é referente a região da matriz dolomítica em que há uma concentração de grãos de peletoides finos compostos pela dolomita do tipo D2. Porém, por serem grãos muito finos (menores que 50 μ m) e intensamente recristalizados, a distinção com a matriz recristalizada dolomítica é dificultada. Dessa forma, são considerados “matriz” já que arquiteturalmente sustentam o arcabouço com estrutura visual semelhante à da matriz, mesmo podendo ser geneticamente relacionados a pelóides líticos dolomitizados e/ou peletoides dolomitizados.

Cimento

Foram observados dois tipos de cimentos. Os cimentos precoces, que são relacionados a cimentação rápida eodiagênica, e que foram dolomitizados (franja dolomítica do tipo coroa isópaca (FDC) e franja dolomítica em poros intercristalinos/intergranulares (FDI)). Além dos cimentos mesodiagênicos, que são associados a obstrução de poros (cimento 1 ou C1 – composto por dolomita D4; cimento 2 ou C2 – composto por dolomita D5; cimento 3 ou C3 – composto por dolomita D6; e cimento 4 ou C4 - composto por sílica).

O cimento FDC (Figuras 4.2F; 4.4A; 4.5B; 4.8A; 4.9A; 4.10A) ocorre na forma de coroas que circundam os grãos peloidais, enquanto que a franja FDI (Figuras 4.2F; 4.4A; 4.5B; 4.8A; 4.9A) ocorre na borda de poros entre grãos ou de dissolução, assim não é restrito as bordas dos grãos, preenchendo parcialmente poros intergranulares ou intercristalinos. Ambas as franjas são relacionadas a dolomita D3. As texturas sugerem substituição (dolomitização) da cimentação marinha rápida e precoce em franjas e mosaicos de preenchimento intergranular/intercristalino de composição calcítica espática.

Os cimentos que ocorrem na forma de agregados peloidais ou mosaicos apresentam diferentes arranjos de cristais formados pelas dolomitas D4, D5 e D6 (Figura 4.3A). Neste caso, o preenchimento de poros consiste/varia entre as formas de cimentação de mosaicos do tipo C2 (Figuras 4.5A; 4.7B; 4.8B) por cristais médios a grossos irregulares de dolomita D5, e/ou cimentação C3 (Figuras 4.4A; 4.6A; 4.7B; 4.8B; 4.10A; 4.10B) por cristais eudrais/subeudrais com romboédros bem definidos de dolomita

D6. Podem estar associados ou não com a cimentação C1 (Figuras 4.6A; 4.8B) que consiste de pequenos núcleos ou concentrações de dolomita peloidal D4, no contato do cimento e rocha encaixante; ou com a C4 de sílica na forma de quartzo.

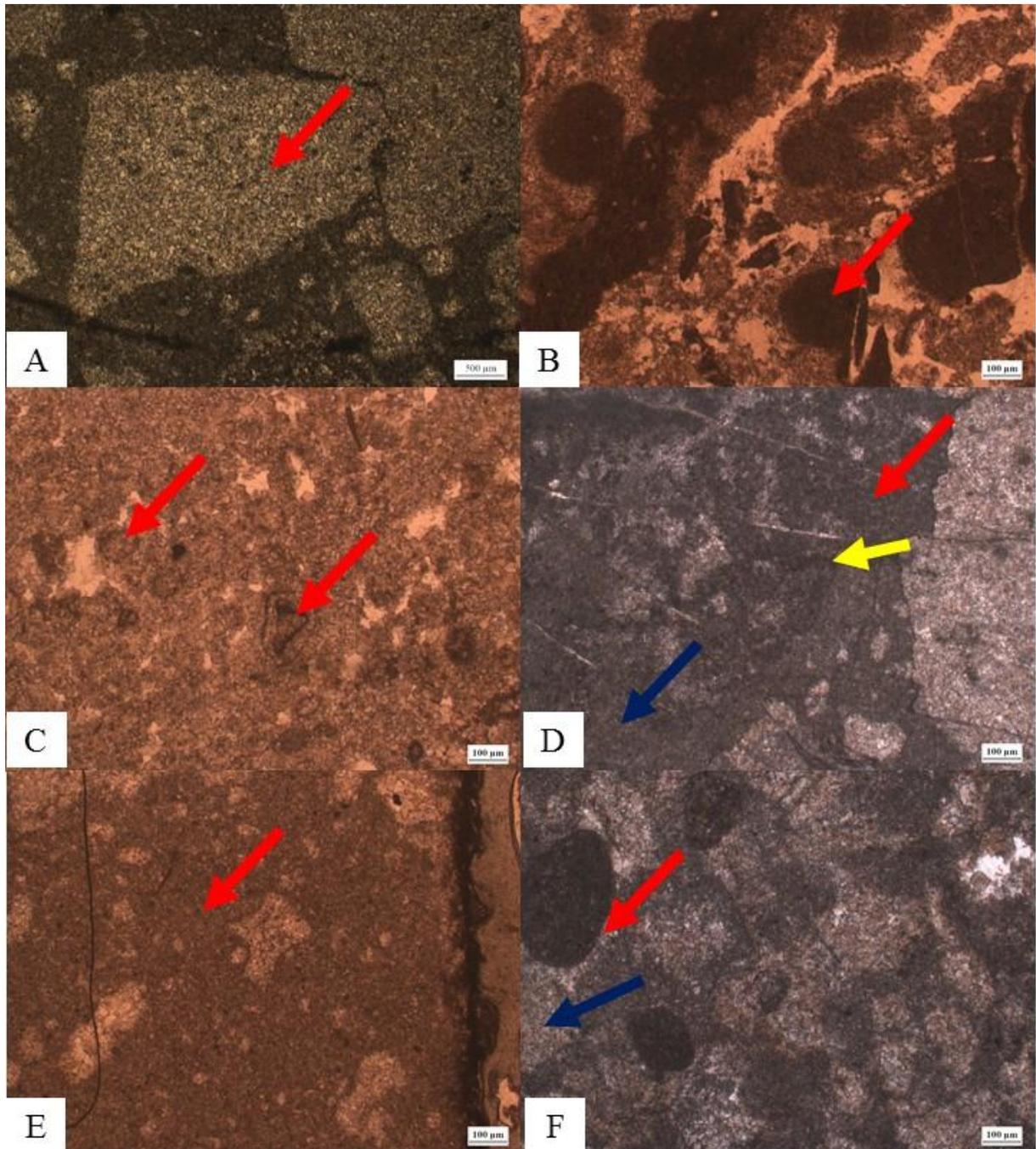


Figura 4.2 Carta de constituintes do arcabouço. A) Seta vermelha indica grão de **intraclasto**. B) Seta vermelha indica grão de pelóide lítico. C) Setas vermelhas indicam **grãos de peletóides**. D) Seta vermelha indica **matriz recristalizada** composta por D1 e seta azul matriz recristalizada composta por D2, seta amarela indica microestilólito que separa ambas. E) Seta vermelha indica **matriz recristalizada peloidal**. F) Cimentos precoces dolomitizados, seta vermelha indica **franja dolomítica do tipo coroa isópaca** e seta azul a **franja dolomítica em poros intergranulares/intercristalinos**.

4.1.4 Estilólitos, fraturas e poros:

Os microestilólitos (Figura 4.3B; 4.10B) são definidas por superfícies irregulares (serrilhada, côncava-convexa) entre os grãos, marcadas pela coloração mais escura - enriquecimento em elementos insolúveis (óxidos de ferro e material insolúvel- terrígenos). Estas superfícies sugerem efeitos de dissolução por pressão e condensação dos grãos gerado por compactação. Por outro lado, os estilólitos (Figuras 4.3C; 4.5A; 4.7A e 4.11 A) são estruturas que ocorrem de forma extensa e truncam todo o arcabouço, dessa forma não se restringe aos contatos dos grãos. Também é marcado pela superfície serrilhada e/ou côncava-convexa associada a concentração de material opaco, possivelmente insolúveis terrígenos cimentados e tingidos por óxidos/hidróxido de ferro.

As fraturas (Figuras 4.3D; 4.4B; Figura 4.8A) também são elementos que cortam o arcabouço sem orientação aparente. Podem ocorrer nas direções horizontais e verticais, com até 100µm de largura, sendo geralmente cimentadas (Figuras 4.4A, 4.7A, 4.8A) por cimento de dolomita tipo C1 e C2/C3 ou por cimento de quartzo grosso C4. Quando não cimentadas são considerados como poros em fratura.

Todos os poros observados são de natureza secundária, ou seja, provem da dissolução de elementos existentes, sejam eles primários ou diagenéticos. Desta forma os foram encontrados são: intercrystalinos (Figuras 4.3E; 4.4B; 4.10A), móldicos (Figuras 4.3E; 4.4A; 4.7B; 4.10A e 4.10B) e vugulares (Figuras 4.3F; 4.6A e 4.8B) gerados a partir da dissolução ou crescimento de cristais autigênicos de dolomita e quartzo, principalmente no arcabouço dolomitizado.

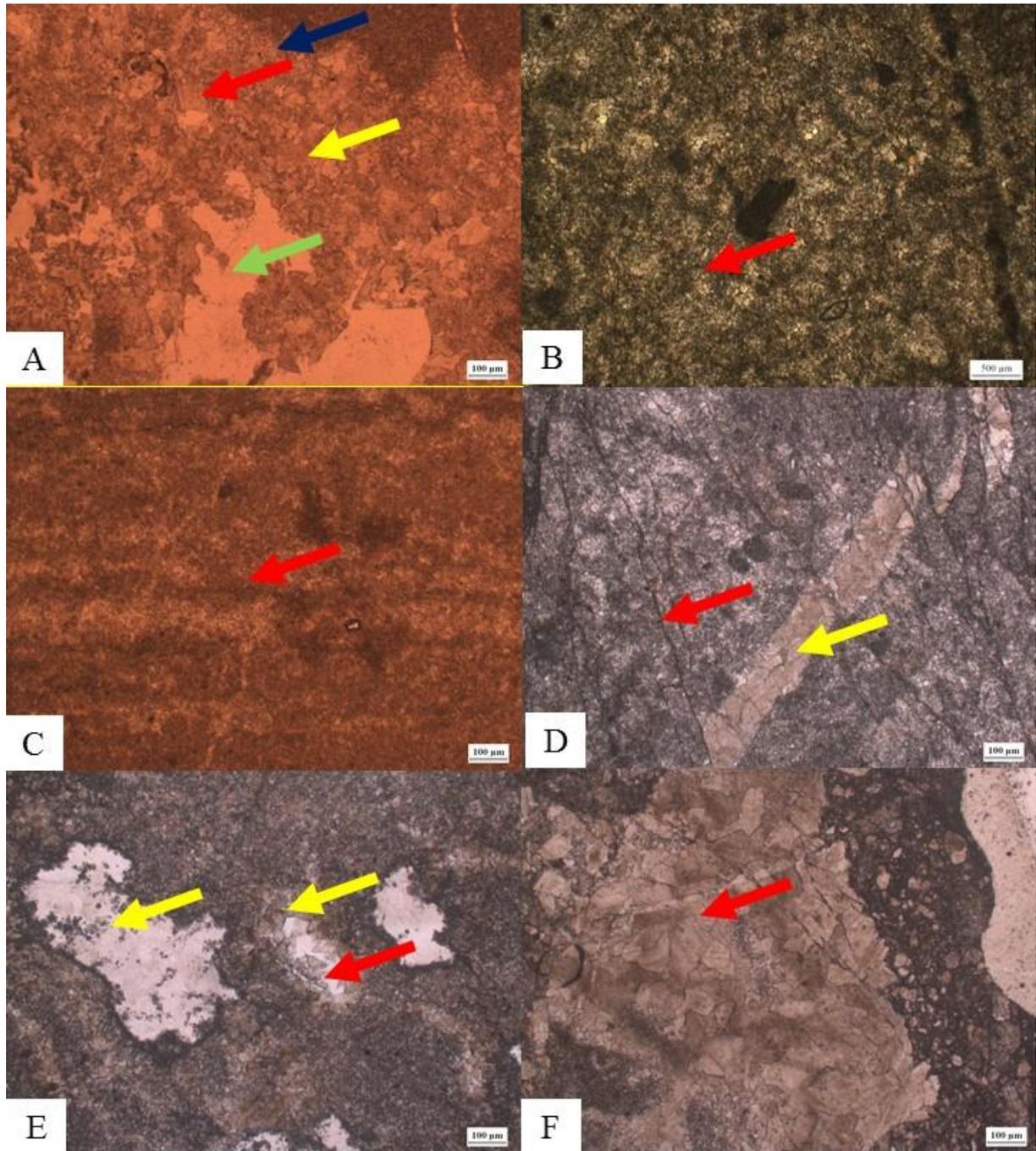


Figura 4.3 Carta de constituintes do arcabouço. A) **Cimentos mesodiagenéticos**: seta azul – **cimento 1**/ composto por dolomita D4; seta amarela – **cimento 2**/ composto por dolomita D5; seta vermelha – **cimento 3**/ composto por dolomita D6; seta verde – **cimento 4**/ composto por quartzo monocristalino. B) Seta vermelha indica **microestilólito**. C) Seta vermelha indica **estilólito**. D) Fraturas: seta vermelha – **fratura em poro**; seta amarela – **fratura preenchida** por dolomita. E) **Poros intercrystalinos e móldicos**, seta vermelha – poro intercrystalino, seta amarela – possível poro móldico de grão. F) Possível **poro vugular**.

4.2 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES

A descrição sistemática das lâminas delgadas permitiu definir cinco microfácies diagenéticas representadas por:

1. Dolorudstone intraclástico e peloidal;
2. Dolofloatstone intraclástico e peloidal;
3. Dolograinstone peloidal;
4. Condensed Grainstone;
5. Microsparstone;
6. Silexito com grão silicificado (grosso);
7. Silexito laminado (fino).

4.2.1 Dolorudstone intraclástico e peloidal

Esta microfácies é composta por grãos de peletóides (PE) e pelóides líticos (PL) grossos (~200 μ m), imersos na matriz recristalizada (MR) (Figura 4.4). Os pelóides líticos são compostos pela dolomita do tipo D1 com tonalidades amarronzadas escuras, e quando tingidos por óxidos/hidróxidos de ferro, apresentam cor marrom escuro avermelhado (Figura 4.4). Geralmente possuem formas elípticas bem arredondados e formas tabulares arredondadas a angulosas. Já os peletóides são compostos pela dolomita do tipo D2, possuem tonalidades marrom acinzentadas, formas elípticas, e muitas vezes estão fraturados. Estes grãos se tocam por meio de contato pontual a côncavo-convexo. Ocorrem franjas dolomíticas circundando estes grãos, as quais são, possivelmente, provenientes da substituição de cimentos de calcita intergranular/intercristalina (FDI) e do tipo coroa (FDC), compostas pela dolomita D3 (Figura 4.4A).

Há também a presença de grãos de intraclastos dolomíticos, alguns de tamanho centimétricos que ocupam grande parte zona de observação (~50%). Estes são compostos majoritariamente pela dolomita do tipo D3, seguida pela D2.

O arcabouço é sustentado por grãos, com menor contribuição de matriz recristalizada, a qual é composta por dolomitas do tipo D2. Entretanto, há a dolomita do tipo D1 nas áreas de contato entre a MR e os intraclastos dolomíticos (Figura 4.4B).

Cimento de quartzo monocristalino- C4- fino (25 μ m) ocorre preenchendo o núcleo ou porções intercristalinas dos mosaicos de dolomita D3, que apresentam bordas corroídas que sugere dissolução (Figura 4.4). Também há uma variabilidade de cimentos de dolomita. Há o cimento do tipo C3 composto por dolomita (D6) preenchendo poros móldicos de grãos dissolvidos, destacado por cristais finos (~50 μ m) e núcleos com cimento de quartzo (Figura 4.4A).

Desta forma, segundo as classificações de *Embry and Klovan (1971)* e *Wright (1992)*, esta microfácies foi definida como um *dolorudstone* peloidal intraclástico; por apresentar um arcabouço sustentado por grãos de peloides e intraclastos, alguns maiores que 2,00 mm. Além de ter sido completamente dolomitizado, com a ausência de mineralogia primária.

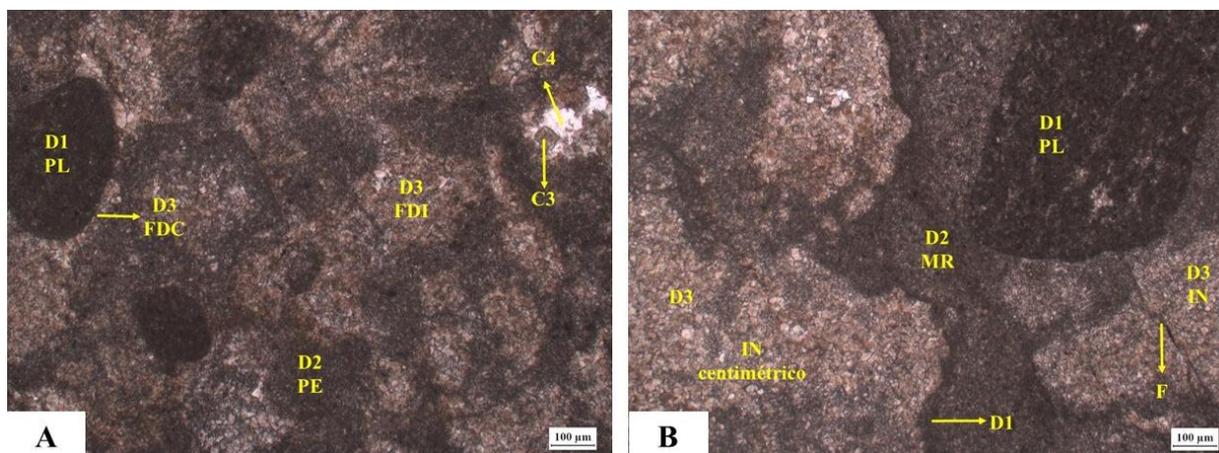


Figura 4.4 Microfácies de *dolorudstone* intraclástico. A) Visão geral da microfácies com peletoides (PE) compostos por D2 e peloides (PL) definidos por D1, associados a cimento de franja dolomítica FDC e FDI. Cimento de quartzo mocrystalino (C4) e dolomita romboédrica (C3) preenchendo poro intercrystalino. B) Detalhe dos intraclastos (IN) definidos por dolomita D3, além de pelóide lítico (PE) tabular grosso (~500µm) composto por dolomita D1. Grãos dispersos na matriz recristalizada composta por dolomita D2, que transiciona para dolomita D1 na borda dos intraclastos. Fotos A-B nicóis descruzados,

4.2.2 Dolofloatstone intraclástico e peloidal

Esta microfácies consiste, majoritariamente, em intraclastos tabulares imersos em uma matriz recristalizada. Os intraclastos dolomíticos são tabulares com arestas arredondadas a sub-angulosas de tamanho entre 100 a 400µm. Mas também ocorrem associados a fragmentos menores que 100µm, e até a intraclastos maiores que 2mm (grãos centimétricos que ocupam a maior parte da lâmina delgada) (Figura 4.5), o que sugere um arcabouço mal selecionado. Os grãos mais grossos são compostos por mosaicos médios/finos de dolomita do tipo D3, com dolomitas D2 e D1 subordinadas; já os grãos dolomíticos mais finos são compostos por mosaicos finos de dolomita do tipo D3 e D2, com D1 subordinada.

Em menor proporção, se comparada a microfácies do tipo *dolorudstone*, também ocorrem grãos do tipo peletóides (PE); com formas arredondadas a elípticas, e tamanho entre 100 a 200 µm (Figura 4.5B), ou fragmentados (geralmente menores que 100 µm), compostos por mosaicos muito finos de

dolomita D2. Estão associados ou não a franjas dolomíticas do tipo FDC e FDI (Figura 4.5B). Também podem ser visualizados pelóides líticos finos (menores que 50 μ m) compostos por dolomita D1 (Figura 4.6A).

A matriz recristalizada sustenta o arcabouço da rocha, e é composta por principalmente por mosaicos muito finos de dolomita do tipo (D2, com tonalidades marrons acinzentadas (Figura 4.5 e 4.7). Em algumas regiões, a MR parece ser composta por peletóides muito finos (menores que 25 μ m), o que sugere a presença da matriz recristalizada peloidal em algumas porções do interstício da rocha (Figura 4.7B).

O arcabouço é matriz suportado, ainda que possua mais de 10% de grãos. Isso porque a proporção dos grãos é relativa ao tamanho centimétrico de alguns intraclatos, não sendo relacionado a ocorrência quantitativa (a rocha é composta por grãos de tamanho significativo, dessa forma o tamanho do clasto que é expressivo, e não a quantidade de clastos que é expressiva). Conseqüentemente, como a quantidade de grãos dispersos na matriz não é grande, eles tendem a não se tocar, sendo assim uma rocha matriz suportada

Os cimentos C2 e C3 de dolomita fina do tipo D5 e D6 obstruem poros intercristalinos presentes nos mosaicos de dolomita D3 (Figura 4.5). As variações de cimentação C1, C2 e C3 compostas por dolomitas médias a grossas do tipo D4, D5 e D6 preenchem possíveis poros vulgares (Figuras 4.6 e 4.8), poros móldicos (Figura 4.7B) e fraturas (Figura 4.8A). Geralmente ocorrem associadas a cimentação de preenchimento por quartzo monocristalino do tipo C4.

Porções do arcabouço pobres em grãos intraclásticos são extremamente fraturadas (Figura 4.8A). Ao contrário das porções compostas por intraclatos de tamanho expressivo dispersos na matriz recristalizada, que são menos fraturadas e possuem os grãos limitados por estilólitos (ES) (Figura 4.7A).

Desta forma, segundo as classificações de *Embry and Klovan (1971)* e *Wright (1992)*, esta microfácies foi definida como um dolofloatstone intaclástico e peloidal; por apresentar um arcabouço sustentado matriz, com presença de grãos de peloides, peletoides e intraclastos (alguns maiores que 2,00 mm). Além de ter sido completamente dolomitizado, com a ausência de mineralogia primária.

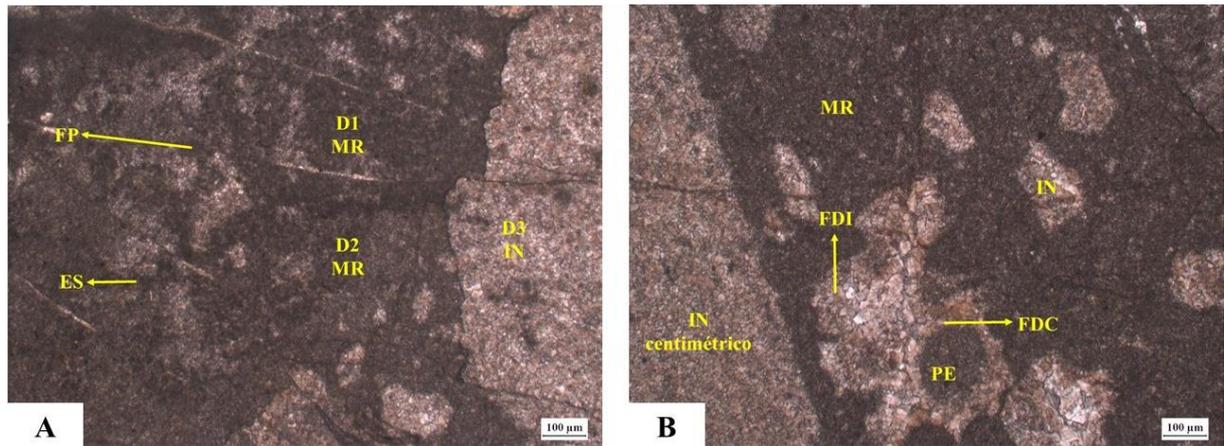


Figura 4.5 Microfácies de dolofloatstone intraclástico e peloidal. A) Visão geral da microfácies com intraclasto centimétrico a direita e fragmentos menores constituídos por dolomita D3, dispersos pela matriz recristalizada (MR) formada por dolomita (D1) e (D2). Região da matriz recristalizada composta por dolomita D1 separada da região composta por dolomita (D2) através de um estilólito (ES), além de ocorrer fraturas abertas (F) e fraturas preenchidas (FP) por dolomita D3. B) Intraclasto centimétrico a esquerda (IN) e fragmentos menores compostos por dolomita (D3), além de grão de peletóide constituído por dolomita (D2), associado a cimento de franja dolomítica FDC e FDI. Grãos dispersos pela matriz recristalizada por dolomita (D2). Fotos A-B nicóis descruzados,

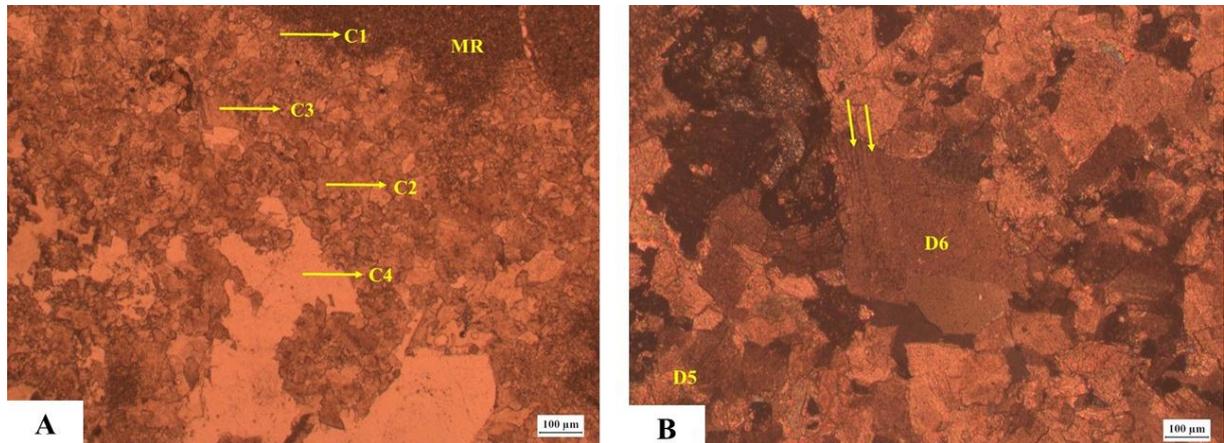


Figura 4.6 Cimentos de dolomita e quartzo associados a microfácies dolofloatstone peloidal. A) Detalhe do cimento em mosaico com diferentes arranjos de dolomita e quartzo, onde na parte externa do poro oblitareado ocorre dolomita D4, como cimento de preenchimento do tipo C1 em contato com a matriz D2, em seguida evolui para dolomita D5 e na porção mais interna ocorre dolomita D6 ou mosaico de quartzo monocristalino, como cimentos de preenchimento do tipo C2, C3 e C4, respectivamente. B) Detalhe de cristal romboédrico de dolomita euedral (D6) parcialmente formado com arestas bem definidas e com feições de zoneamento (seta) e mosaico xenotópico de D5. Foto A nicóis descruzados, foto B nicóis cruzados,

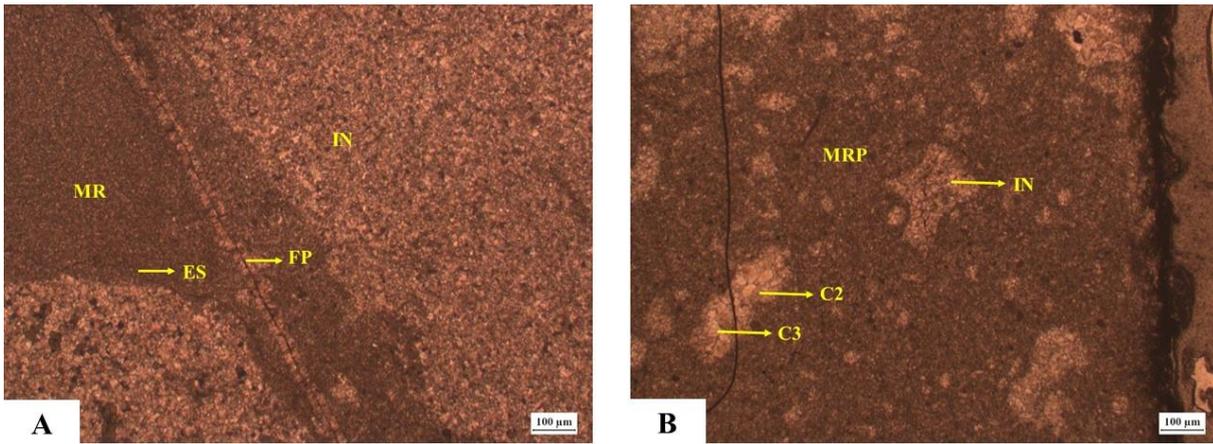


Figura 4.7 Microfácies de dolofloatstone intraclástico e peloidal. A) Intraclasto centimétrico a direita e outro de tamanho significativo a esquerda (maior que 2mm) compostos por dolomita D3, e dispersos na matriz recristalizada (MR) constituída por dolomita (D2), limitados por estilólito (ES) nas bordas. Centro da imagem marcado por fratura preenchida por dolomita (D3). B) Fragmentos de intraclastos dispersos pela matriz recristalizada. Formas circulares que compõe a matriz sugerem possível matriz recristalizada peloidal (MRP), formada por dolomita do tipo (D2). Poro móldico com a forma de intraclasto tabular, obliterado por cimentos do tipo C2 e C3. Foto A nicóis cruzados, foto B nicóis descruzados,

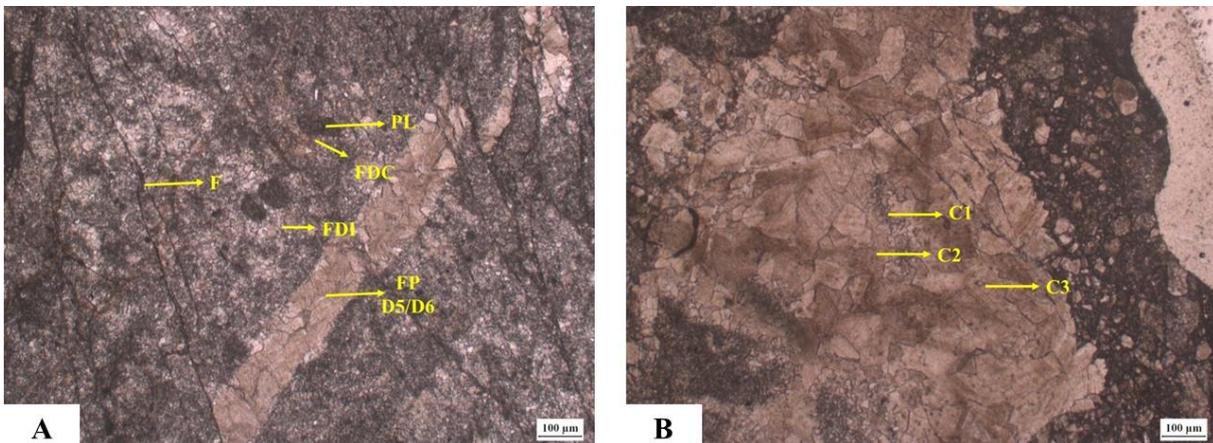


Figura 4.8 Dolofloatstone intraclastico com feições de compactação física e cimentação. A) Matriz recristalizada (MR) composta por mosaico muito fino de dolomita (D2), intensamente fraturada o que sugere compactação física, com fraturas (F) e fraturas preenchidas (FP) por dolomita (D5) e (D6). Grãos de pelóides líticos (PL) finos dispersos, associados a franja de dolomita FDC e FDI. B) Detalhe do arranjo de cimentos C1, C2 e C3 preenchendo poro de dissolução, possível poro vulgar. Fotos A-B nicóis descruzados,

4.2.3 Dolograinstone peloidal

O dolograinstone peloidal ocorrem em duas variações: I) Recristalização baixa, empacotamento frouxo (contato flutuante a pontual), II) Recristalização alta, empacotamento apertado (contato suturado).

A microfácies menos recristalizada (Figura 4.9A) é composta por grãos grossos (200 μ m) de pelóides líticos e peletóides, com forma arredonda/elíptica, a amalgamada -devido à compactação. Os grãos peloidais do tipo PL são compostos por dolomita *DI* associada a óxidos/hidróxidos de ferro, que tingem os minerais para cores marrons-avermelhadas muito escuras. Já os grãos do tipo PE são compostos por mosaicos muito finos de dolomita *D2*, com cores marrons escuras. Estão grãos estão circundados pelas coroas de dolomita do tipo *FDC* e *FDI*.

Enquanto que, a variação mais recristalizada (Figura 4.10A) é composta por grãos de peletóides, com padrão médio de tamanho entre 75 a 100 μ m, compostos por mosaicos finos de dolomita *D3*. Possuem forma arredondada/elíptica, e cores em tons de marrom-claro a bege/creme. Além disso, os grãos são circundados por coroas de dolomita *FDC*.

É possível visualizar um alto grau de fraturamento na porção menos recristalizada (Figura 4.9A), com fraturas preenchidas por dolomita *D5* e *D6*, além de quartzo fino/médio monocristalino. Este arcabouço menos recristalizado e mais fraturado, também se encontra em contato o silexito. Este contato é visualizado pela substituição de grande parte das dolomitas que perfazem os grãos e as franjas do tipo *FDC* e *FDI* por quartzo do tipo *Qm* e *Q*. Neste processo, a mimetização da forma dos grãos peloidais pela sílica, forma os grãos silicificados (Figura 4.9B).

As porções mais recristalizada são menos fraturadas, e possuem cimentação *C2* e *C3* de dolomita *D5* e *D6*, além de cimento *C4* composto por quartzo monocristalino, em poros intercrystalinos *P1*. O maior grau de recristalização gera empacotamento apertado do arcabouço, marcado pelo contato suturado dos grãos e início do processo de formação dos microestilólitos (finas camadas de óxido/hidróxido de ferro sobre o contato intercrystalino dos cristais na borda dos grãos) (Figura 4.10A).

Desta forma devido à grande quantidade de grãos peloidais moderadamente a bem selecionados e a ausência (ou baixa quantidade) de matriz, definimos a microfácies, de acordo com *Embry and Klovan (1971)* e *Wright (1992)*, como *dolograistone peloidal*. Este é possivelmente provindo da substituição de um calcário peloidal. A ausência de matriz e a presença de franjas dolomíticas, que sugerem relictos de cimento marinho na forma de coroas e mosaicos de calcita, indicam um ambiente deposicional trático influenciado por eodiagenese marinha.

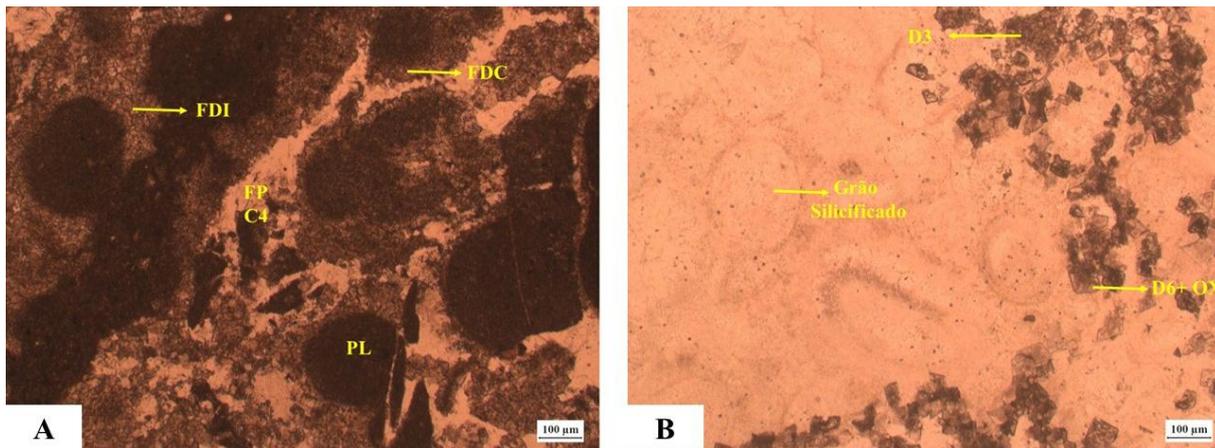


Figura 4.9 Microfácies dolograinsstone peloidal. A) Aspectos gerais do arcabouço suportado por grãos, como peletoides (PE) de dolomita D2, e peloides líticos (PL) formados por dolomita do tipo (D1) associada a óxidos/hidróxidos de ferro (tingimento do grão em tonalidades marrom-avermelhadas). Cimento de dolomita em franja (FDC) em volta de grãos e feições de franja nas bordas dos poros de dissolução (FDI). Fraturas obliterada por cimentação do tipo C3 por romboedros de dolomita do tipo (D6), e na parte interna por cimento do tipo C4 de quartzo monocristalino. B) *Dolograinsstone* silicificado, arcabouço completamente substituído por quartzo microcristalino que mimetiza os grãos carbonáticos (peletoides e peloides?), além de relictos de dolomita D3 e D6 associada a óxido de ferro. Foto A-B nicóis descruzados.

4.2.4 Condensed Grainstone peloidal

Esta microfácies se destaca por um arcabouço com empacotamento apertado destacado por de grãos carbonáticos de tamanho areia fina a muito fina, além de zonas de dissolução por pressão ao redor dos grãos (“grãos condensados”) (Figura 4.10B).

Os grãos são compostos majoritariamente por peletoides, com peloides líticos subordinados. O padrão de tamanho médio é entre 100 a 200µm, e possuem forma elíptica/arredondada (fragmentos não possuem forma bem definida). Os peletoides são compostos por mosaico de dolomita fina do tipo D3, em tonalidades de marrom claro a bege. Também podem possuir o núcleo dissolvido e formar poros móldicos, os quais podem ser cimentados por dolomita e quartzo - C3 e C4-, com romboedros de dolomita D6 obstruindo a borda de P2, associados a precipitação de quartzo monocristalino fino no centro do poro; ou então P2 todo cimentado por dolomita através da cimentação de dolomita do tipo C2 e C3. Por sua vez, os peloides líticos são compostos por cristais afanotópicos de dolomita D1, associados a óxidos/hidróxidos de ferro, que tingem a dolomita para cores marrons escuras e avermelhadas.

A franja dolomítica de substituição da coroa de calcita (FDC) pode ou não estar presente em torno dos grãos, assim como envelopes micríticos dolomitizados podem estar preservados quando a dolomita D1 está associada aos óxidos/hidróxidos de ferro.

O contato suturado dos grãos é a principal feição desta microfácies, sendo marcado por superfícies irregulares serrilhadas/côncavas-convexas, com as bordas dos cristais do mosaico fino de dolomita D3 dissolvidas por pressão, e associadas a filmes de óxido/hidróxido de ferro. A dissolução da dolomita D3 gera cristais muito finos que compõe os mosaicos de dolomita D2 e nuvens de cristais afanotópicos de dolomita D1. Esta estrutura é gerada pela compactação do arcabouço, que “condensa” os grãos e força o contato entre eles, e assim forma os microestilólito.

A compactação do arcabouço também gera estilólitos, os quais associados aos microestilólito forma laminações onduladas; compostas por dolomitas D1 e D2, óxidos/hidróxidos de ferro e linhas de superfície irregulares (Figura 4.10B)

De acordo com o que foi proposto por Wright (1992), a microfácies *condensed grainstone*, é oriunda da obliteração total de arcabouços dominados por grãos carbonáticos como grainstones e packstones, por meio do contínuo processo de empacotamento por soterramento. A evolução deste processo resulta na compactação química dos grãos, que gera limites suturados nas bordas dos grãos marcados por microestilólitos, definindo a textura “condensado”, além de diminuir o volume de rocha.

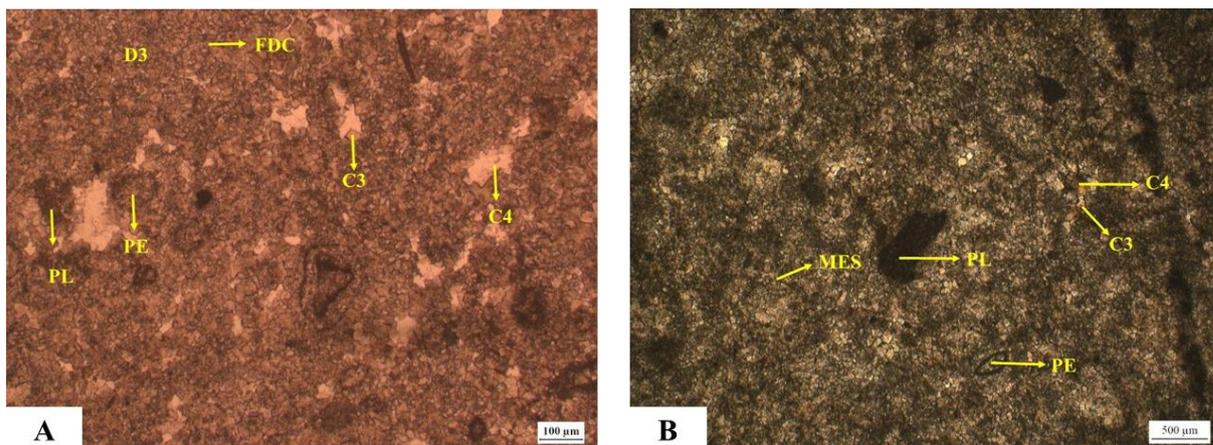


Figura 4.10 Visão geral do *dolograinstone* peloidal recristalizado (Figura A) e do *condensed grainstone* (Figura B). A) *Dolograinstone* intensamente recristalizado, composto por grãos de peletóides (PE) com o núcleo recristalizado por dolomitas do tipo (D3). Grãos envoltos por franjas dolomíticas do tipo (FDC) e (FDI), também constituídas por dolomita (D3). Filmes de óxido de ferro marcam a forma dos grãos de peletóides. Poros intercrystalinos (P1) preenchidos na borda por romboedros finos de dolomita (D6) e cristais irregulares de dolomita (D5), que correspondem respectivamente a cimentos do tipo C3 e C2, e no núcleo por quartzo monocristalino, cimento do tipo C4. D) Acúmulo de microestilólitos que definem o contato dos grãos de peletóides (PE), compostos por dolomita (D3), feição típica do *condensed grainstone*. Foto A nicóis descruzados, foto B nicóis cruzados,

4.2.5 Dolomicrosparstone

Possivelmente, esta microfácies também é de origem diagenética, ou seja, possui o arcabouço primário totalmente obliterado. Nesta, é possível identificar somente as laminações horizontais,

destacadas pela diferença de tamanho e da cor dos cristais de dolomita (Foto 4.11). As laminações consistem na alternância entre *sets* muito finos de laminação (1) composta por massas afanotópicas de dolomita D1 e mosaicos muito finos de dolomita D2, com *sets* finos de laminação (2) compostos por mosaicos finos/médios de dolomitas D2 e D3. Os níveis mais recristalizados do *dolomicrosparstone* possuem a laminação (2) mais expressiva.

De acordo com Wright (1992), o *microsparstone* se trata de uma microfácies diagenética, de obliteração total do arcabouço primário, que consiste em uma massa de agregado de cristais de dolomita ou calcita, menores que 10µm. Estas características são compatíveis com a microfácies *dolomicrosparstone*, a qual foi admitida como o estágio mais evoluído do processo de dolomitização e recristalização destes carbonatos. Isso se deve a dificuldades em identificar elementos do arcabouço primário, admitindo-se somente a visualização da intercalação de *sets* de laminações de mosaicos muito finos e finos de dolomita, sem poder afirmar que a laminação é uma ocorrência primária.

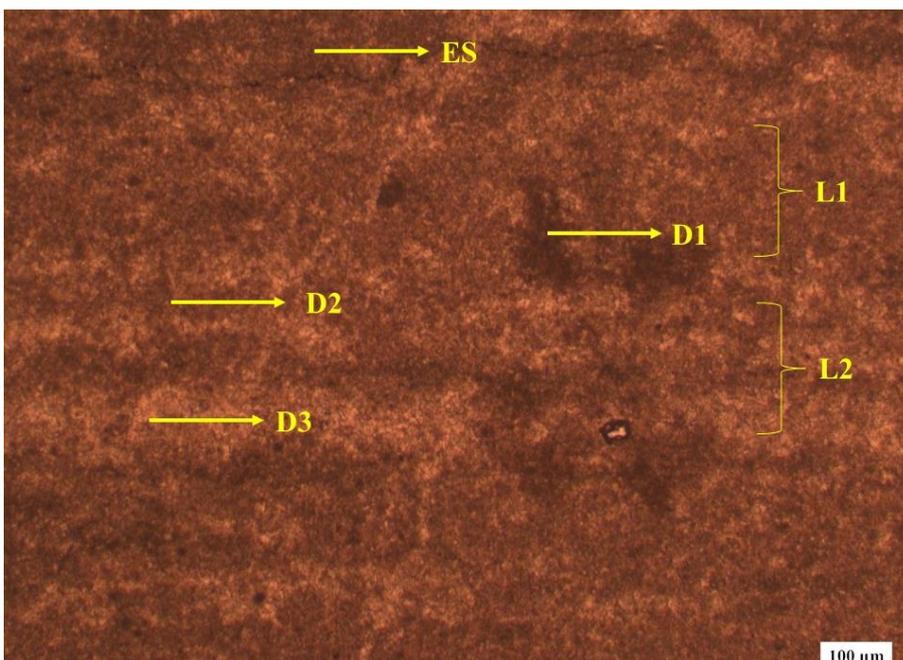


Figura 4.11 Visão geral do *microsparstone* laminado. Laminações (L1) destacadas pela alternância de níveis de cristais afanotópicos de dolomita (D1) associados mosaicos muito finos de dolomita (D2), intercalados com laminações (L2) de mosaicos muito finos a finos de dolomitas (D2) e (D3). Delgados filmes de óxido/hidróxido de ferro associados a (D1) marcam possíveis relictos matéria orgânica ou sobra de grãos de peletoides (PE). Superfícies irregulares que marcam estilólitos (ES). Nicól descruzado

4.2.6 Silexito com grãos silicificados (grosso).

Esta microfácies diagenética é predominantemente composta por minerais de quartzo, microquartzo e calcedônia, que apresentam “ghosts” da textura primária (Figura 4.12D; 4.12 F; 4.12G). Estes *ghosts* remetem a textura reliquiares de possíveis peloides e intraclastos tabulares. Os grãos e matriz são caracterizados pela substituição por quartzo microcristalino ou por mosaicos muito finos/finos de quartzo (máximo 0,025mm). Os cimentos, por outro lado, são representados por coroas de quartzo prismático fino (máximo 0,015mm) e drusas de quartzo fino a grosso.

Na região onde há maior concentração de grãos silicificados (grãos substituídos por quartzo microcristalino), ocorre com maior expressão os cimentos, como coroas de quartzo fino prismático envolvendo os grãos (Figura 4.12B). Também são comuns cimento de quartzo em drusa que apresenta um arranjo com cristais finos nas bordas (0,0050mm) e evoluem para cristais mais grossos no centro (0,050-0,20mm), em alguns casos com cristais muito grossos maiores que 0,20mm (Figura 4.12A; 4.12B; 4.12C; 4.12D). Geralmente antes das drusas há uma evolução de mosaico fino de quartzo para linhas de quartzo microcristalino; estes crescem em direção ao centro do poro e evoluem para um quartzo fibroso ou para uma franja radioaxial a fibro-microcristalina, até alcançar a forma de prismas alongados que constituem uma franja do tipo *bladded*, seguida por uma franja circungranular (Figura 4.12C e 4.12D). Em fraturas estas drusas mostram cristais com dimensões menores (0,005-0,025mm) ou cristais monocristalinos (Figura 4.12E)

Há também a presença de minerais opacos (Figuras 4.12E e 4.12H) que se diferenciam pelo hábito e pelo modo de ocorrência, que incluem: I) laminações marcadas pelo alinhamento de romboedros de dolomita opacos em função da associação com envelopes de óxidos/hidróxido de Fe; II) minerais opacos amorfos dispersos pela matriz da rocha; III) cimento de agregado de minerais opacos amorfos preenchendo poros; IV) romboedros dispersos de dolomita opacos em função do tingimento ocasionado pelos envelopes de óxido/hidróxio de Fe; V) minerais opacos que preenchem fraturas, VI) minerais opaco associados a estilólitos como insolúveis oxidados.

Neste trabalho, o silexito grosso é resultado da silicificação precoce do dolograinstone, responsável por preservar as formas dos grãos de peloides líticos ou peletoides através da mimetização por substituição de quartzo microcristalino.

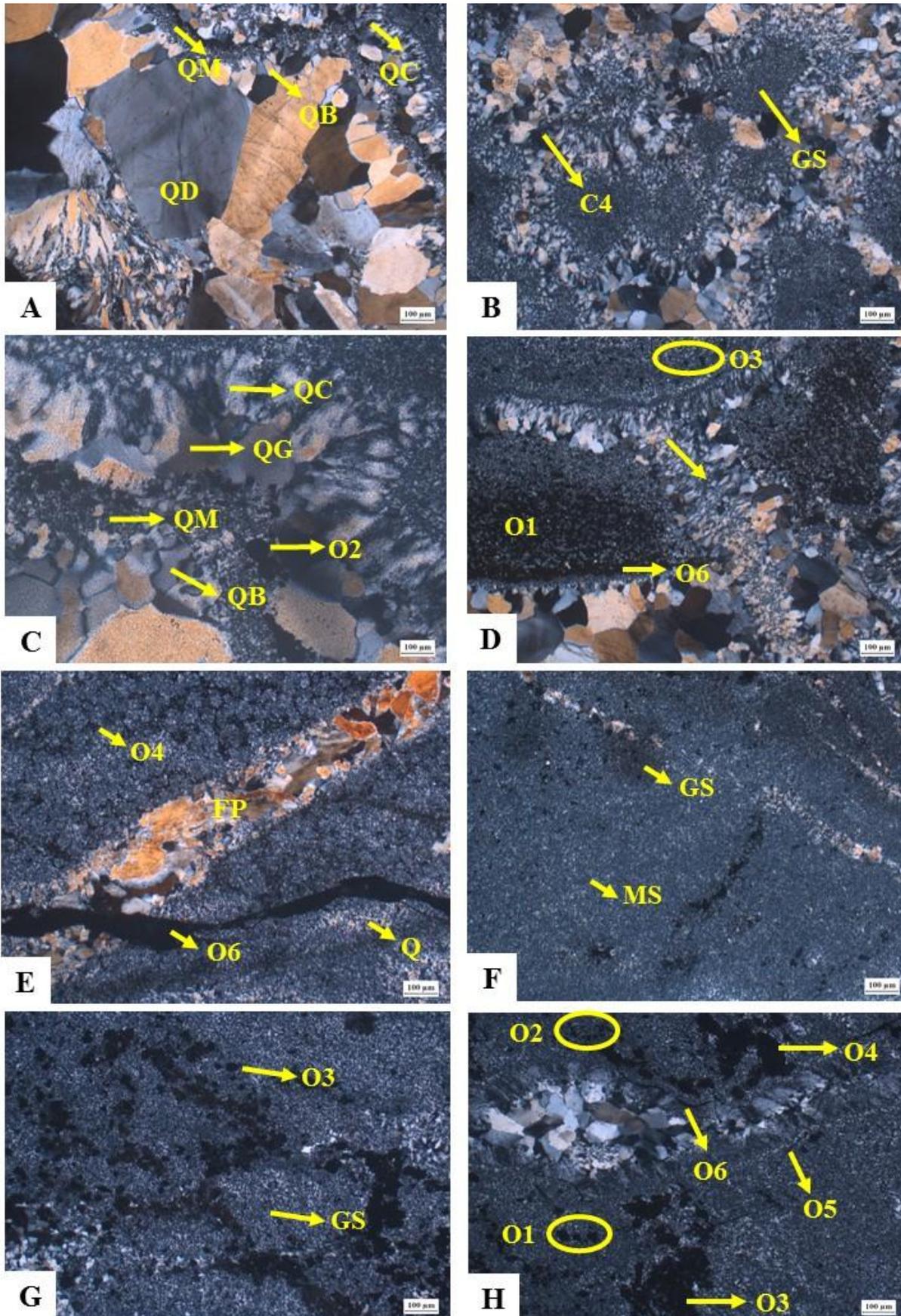


Figura 4.12 Microfácies silexito grosso, **A**) Poro vulgular preenchido por quartzo drúsico (Qd) e franja de quartzo do tipo (Qb); linha de poro preenchida por franjas do tipo (Qg) e (Qc). Entre os cimentos há microquartzto (Qm). Cristal parcialmente dissolvido no canto inferior esquerdo da imagem. **B**) Grãos silicificados (GS) arredondados a elípticos, compostos por microquartzo (Qm) de substituição dos minerais de dolomita, grãos envoltos por coroa de mosaico muito fino de quartzo (Q). **C**) Calcedônia (Qc) na forma de franja fibrosa radioaxial microcristalina de quartzo, em contato com a franja circungranular (Qg) que preenchem a linha de poro. **D**) Assembleia de minerais opacos do tipo O1, O6 e O3 e linha de poro. **E**) Fratura preenchida (FP) por quartzo fino/médio do tipo (Qd) em contato com estilólito (ES) destacado por minerais opacos (O6). Fratura em contato com uma região rica em grãos silicificados compostos por microquartzo (Qm) e delimitados por coroas de minerais opacos do tipo O4. **F**) Matriz silicificada **G**) Pórfiros romboédricos finos de dolomita com filmes de minerais opacos (O3), compõe as bordas que limitam os grãos silicificados. **H**) Drusa de quartzo (Qd) em contato com grãos-silicificados (GS), bordas dos “ghosts” definidas por romboedros de opacos (O3). Arcabouço com finas fraturas preenchidas por O5 e estilólitos substituídos por O6. Todas as fotos com nicóis cruzados

4.2.7 Silexito laminado (fino)

Nessa microfácies ocorrem laminações (~100 a 300 µm de espessura) destacadas pela intercalação de mosaico muito a fino de quartzo equigranular (0,05 a 0,025µm) alternados com laminações de quartzo drúsico fino a médio (0,15 a 0,75µm). As laminações de quartzo drúsico possuem bordas definidas por quartzo alongado/prismático, semelhante a franja do tipo *bladded* (Figuras 4.13A e 4.13B). Também ocorrem, nos limites destas intercalações, linhas contínuas e onduladas marcadas por quartzo microcristalino que evoluem, em direção ao poro obliterado pelo quartzo drúsico, para um quartzo fibroso e/ou para prismas alongados (Figura 4.13C).

Os minerais opacos presentes (Figura 4.13D) são: I) laminações marcadas pelo alinhamento de romboedros de dolomita opacos em função da associação com envelopes de óxidos/hidróxido de Fe; II) minerais opacos amorfos dispersos pela matriz da rocha; III) cimento de agregado de minerais opacos amorfos preenchendo poros; IV) romboedros dispersos de dolomita opacos em função do tingimento ocasionado pelos envelopes de óxido/hidróxio de Fe, V) minerais opacos que preenchem fraturas

Devido à semelhança do arcabouço fino e do bandamento, pode-se sugerir que o silexito fino é proveniente da silicificação da microfácies de *microsparstone*.

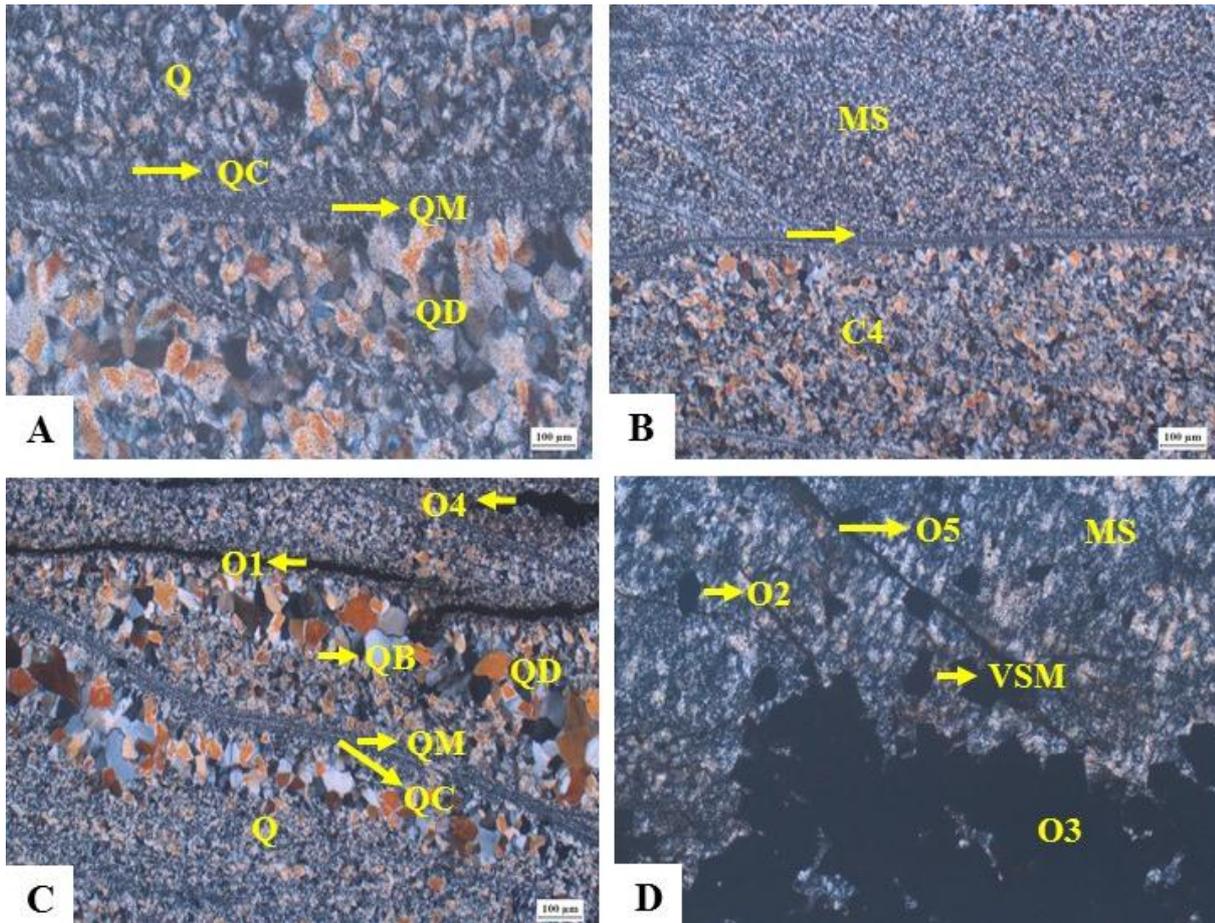


Figura 4.13 – Silexito laminado **A)** Laminação por drusas de quartzo (Qd) que compõe o cimento (C4) em contanto com laminação por mosaico fino de quartzo (Q) referente a matriz silicificada (MS), entre o cimento e a matriz há a linha de microquartzo que evolui em direção ao mosaico para franja fibrosa microcristalina (Qc). **B)** Detalhes das laminações do arcabouço destacadas por franjas de quartzo e limitando zonas da matriz silicificada (MS) do cimento de quartzo em mosaico (C4). **C)** Assembleia de minerais opacos do tipo O1 (lâminas de opacos na forma de romboedros dolomíticos, geralmente plano paralelos a laminação da rocha e próximo do contato do quartzo drúsico com o mosaico fino de quartzo); e O4 (massa amorfa constituída por minerais opacos). **D)** Possível exemplar de um “*Vase shaped Microfossil -VSM*” substituído por óxido/hidróxido de ferro, assembleia de minerais opacos do tipo (O2), (O3) e (O5). Todas as fotos com nicóis cruzados.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE DIAGENÉTICA

5.1 MICROFACIES E SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

Em função do extremo processo de dolomitização e silicificação, a maioria das lâminas observadas apresentam texturas diagenéticas avançadas. Apenas três microfácies possuem a textura primária parcialmente preservada que permite discutir, de forma simplificada, o seu significado paleoambiental, que incluem: *dolorudstone* intraclástico e peloidal; *dolofloatstone* intraclástico e peloidal, e *dolograinstone* peloidal.

As microfácies de *dolorudstone* e de *dolofloatstone* intraclásticos e peloidais são associadas ao arcabouço de brechas carbonáticas suportadas por grãos (*rudstone*) ou pela matriz (*floatstone*), descrição condizente com as camadas de brechas maciças onde foram coletadas as lâminas (Figura 4.1 perfil). A predominância de intraclastos carbonáticos e peloides dispersos em uma matriz também carbonática não identificada, devido a recristalização, sugere processos deposicionais de retrabalhamento dos próprios elementos depositados na plataforma. Além disso, a presença de intraclastos carbonáticos tabulares centimétricos, e até dezenas de centímetros em escala de afloramento, na forma tabular a elipsoidal, compondo arcabouços abertos e fechados alternados, sugerem processos de sedimentação de alta energia ligados a fluxos gravitacionais sub-aquosos em terrenos de gradiente elevado (Tucker 1992).

A microfácies de *dolograinstone* peloidal é associada a facie sedimentar de dolomito fino laminado a maciço que ocorrem entre as brechas carbonáticas (Figura 4.1). A predominância de grãos peloidais de tamanho areia muito fina a fina e pouca matriz, indica uma hidrodinâmica constante que remobiliza os grãos carbonatados e retrabalha o substrato. Por definição (Flügel 2010), os peloides líticos descritos neste trabalho, são entendidos como produto do retrabalhamento da lama carbonática litificada, que resulta em vários formatos de grãos micríticos, já os peletoides são originados da alteração (recristalização) dos grãos micríticos. A presença de franjas de dolomita circundando os peloides como coroas e obliterando poros, sugerem relictos de cimentação marinha rasa, mimetizadas pelo processo de dolomitização (Tucker 1992). Esta cimentação é característica da diagênese precoce (início da eodiagênese) em ambientes marinhos freáticos e vadosos.

De acordo com *Standard Facies Zones (FZ)* proposto por Wilson (1975) e modificado por Schlager (2002), as plataformas carbonáticas são subdivididas em 10 *facies zones* como demonstrado na Figura 5.1. Neste contexto, sugerimos que as microfácies descritas ocorrem nas *facies zones* de taludes e em bancos de areia de margem de plataforma (Figura 5.1).

A zona do talude, os sedimentos são predominantemente: estratos pelágicos intercalados com depósitos brechas intraclásticas provindos do colapso da borda da plataforma. As microfácies mais comuns nesta zona são mudstones, rudstones e floatstones. Tais características são compatíveis com as microfácies de *dolorudstones* e *dolofloatstone* intraclásticos e peloidais.

Enquanto que zona de bancos de areia de margem de plataforma possui grãos carbonáticos arredondados e bem selecionados; de origem esqueletal ou ooídes e peloídes. Estes são depositados fluxos oscilatórios ou correntes de maré, que também pode ser submetida a exposição subaérea esporádicas. Nesta zona, as microfácies predominantes são de *grainstones* e *packstones*. Tais características também são condizentes com o que foi proposto para a microfácies de *grainstone* peloidal.

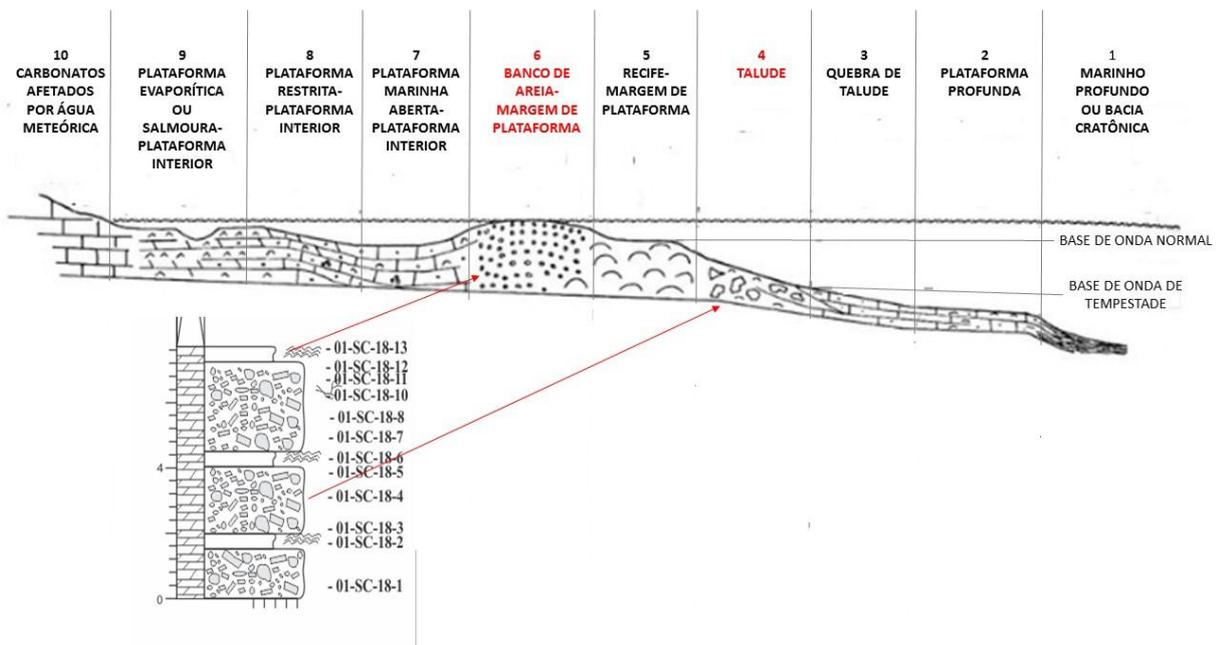


Figura 5.1 Imagem modificada do livro “*Microfacies of Carbonate Rocks*” (Flügel, 2010), que ilustra o modelo de plataforma carbonática proposto por Wilson (1975) em: “*Rimmed carbonate platform – The Standard Facies Zones*”. Localização espacial da microfácies descritas destacadas de vermelho (FZ 4 e 6). Parte do perfil estratigráfico proposto na Figura 4.1 sendo correlacionado com as zonas de microfácies carbonáticas, sendo os *dolorudstones* e *dolofloatstones* intraclásticos e peloidais relacionados a zona de talude (4), e os *dolograinstones* peloidais a zona de bancos de areia da margem de plataforma.

5.1 Processos Diagenéticos

As microfácies revelam uma história diagenética avançada, ou seja, os registros da diagênese precoce foram completamente obliterados, além de ter um arranjo complexo e variável dos elementos diagenéticos. Apesar disso, foi possível identificar os processos diagenéticos mais significativos e traçar uma evolução destes eventos, mesmo sendo uma avaliação restrita a descrição das lâminas. Desta forma, foram identificados oito eventos diagenéticos (Tabela 5.1) que incluem: i) Processos precoces: cimentação marinha rasa e micritização; ii) Dolomitização; iii) Dissolução; iv) Cimentação dolomítica; v) Compactação mecânica; vi) Compactação química; vii) Silicificação; viii) Oxidação. Cada um destes será discutido a seguir.

1.2.1 Processos precoces: cimentação marinha rasa e micritização

Micritização

O processo de micritização promove a alteração de grãos carbonáticos por atividade de cianobactérias que geram filmes micríticos em volta dos grãos, ou obliteram por completo a textura do grão, podendo dar origem a peloides (Tucker 1992, Flügel 2010). Nas microfácies observadas, a micritização se destaca pelo desenvolvimento de envelopes micríticos nas paredes externas dos peloides e peletoides das microfácies *grainstone peloidal* e *condensed grainstone*. Já nas microfácies *dolofloatstone/dolorudstone* intraclásticos e peloidais ocorre na matriz, especificamente na borda externa dos grãos dos intraclastos, ou oblitera totalmente a textura interna dos grãos, formando os peloides.

Cimentação marinha rasa

Franjas ou coroas de calcita e aragonita são registros de cimentação marinha rasa (Tucker 1992). Devido da mineralogia instável, estes são facilmente substituídos por dolomita, porém sem perder sua textura primária (Warren 2000). Assim, as franjas de dolomita D3 que envolvem grãos peloidais e peletóides (FDC), ou preenche poros intergranular ou intercrystalino (FDI), são considerados como um relictos de franjas de cimentação marinha rasa. Geralmente este cimento ocorre expressivamente na microfície de *dolograinstone peloidal*.

Dolomitização

A dolomitização é o processo predominante em todas as microfácies de dolomito observadas. De acordo com *Kaczmarek et al. (2017)*, os dolomitos não são rochas primárias, mas produto da

Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguaí substituição de rochas carbonáticas precursoras. Espessos pacotes de dolomito têm sido atribuídos a múltiplos eventos de dolomitização ligados a processos de variação do nível do mar que proporcionam a substituição de calcário para dolomitos (Lumsden & Caudle 2001, Ning *et al.* 2020). Assim, neste trabalho, admite-se a existência de dois eventos de dolomitização (I, II):

Dolomitização I: responsável pela substituição de grão e matriz carbonáticas por dolomita D1, D2 e D3, que permite a preservação parcial da textura primária. Os peloídes líticos e matriz micríticos, provavelmente de calcita, foram substituídos pela dolomita D1. Enquanto que a dolomita D2 é resultado da substituição de uma matriz calcítica recristalizada. A dolomita D3 ocorre substituindo principalmente cimentos marinhos representados por FD1 e FDC, além dos outros elementos carbonáticos. Processo de dolomitização precoce tendem a preservar parcialmente a textura primários dos componentes carbonáticos (Tucker 1992, Warren 2000). Desta forma, admite-se que este primeiro evento de dolomitização ocorreu na fase eodiagenética, por meio da percolação fluídos ricos em hidróxido de magnésio, substituindo, e por vezes dissolvendo, grãos e matriz compostos por calcita.

Dolomitização II: é o evento responsável pela recristalização dos elementos dolomitizados, alterando o tamanho dos cristais das dolomitas D1, D2 e D3, obliterando ainda mais as texturas primárias. Os cristais afanotópicos (D1) (matriz e peloide lítico) passaram a compor mosaicos muito finos de dolomita (D2), enquanto os mosaicos muito finos (matriz recristalizada e peloide) engrossaram para formas finas/médias de mosaico de dolomita (D3). Por fim, os mosaicos finos de dolomita (D3) das franjas, recristalizaram para mosaicos médios de dolomita (D3). Este processo sugere a percolação contínua de fluídos ricos em hidróxido de magnésio foi responsável pela recristalização das diferentes fábricas cristalinas de dolomita (Warren 2000).

Dissolução

As principais feições de dissolução é a presença de poros secundários (P1, P2 e P3) variáveis que podem ou não estar associados a feições de corrosão. Nesse sentido, poros intercrystalinos P1, ocorrem, principalmente, associados aos mosaicos de dolomita D3 e com mais expressividade nas microfácies *dolograinstone* e *condensed grainstone*. Os poros moldico P2 e vugular P3, são associados as microfácies de *dolofloatstone* intraclástico e peloidal ou sustentando *dolorudstone* intraclástico e peloidal. A dissolução pode ser concomitante os processos de dolomitização e cimentação por dolomita, onde os diferentes pulsos de fluídos insaturados em hidróxido de magnésio (provavelmente ricos em sílica) foram responsáveis pela dissolução grãos (poros moldicos, P2) e arcabouço (poros vugulares, P3).

Cimentação de dolomita

A cimentação de dolomita é oriunda da percolação de fluido enriquecidos hidróxido de magnésio, que podem ser de natureza meteórica, águas mistas, bacinal ou hidrotermal, e precipitar ao longo de todas as fases diagenéticas (Tucker 1992). Nas microfácies presentes, os cimentos de dolomita (C1, C2 e C3) são responsáveis pelo preenchimento de todos os poros secundários (P1, P2 e P3). Estes cimentos apresentam uma relação com os diferentes tipos de dolomitas como: dolomitas peloidal (D4) como cimento C1, mosaico irregular (D5) como cimento C2 e *sieved mosaic* (D6) como cimento C3.

Cimentos do tipo C1 obliteram poros do tipo P2 e P3, e ocorrem na transição da região do arcabouço (matriz) da rocha para a região dos poros, na forma de agregados peloidais de dolomita. Já o cimento do tipo C2 oblitera poros do tipo P1, P2 e P3. Ocorre como cristais de dolomita D5, desordenados e irregulares; de tamanho fino quando preenchem poros intercrystalinos (P1), e de médio a grosso em poros moldicos (P2) e vulgares (P3). Em seguida, o cimento de dolomita do tipo C3 é mais raro (dificuldade da preservação do romboedro em vista dos eventos de compactação). Ocorre como cristais romboédricos de dolomita D6; de tamanho fino em poros intercrystalinos (P1) - ocorrência mais frequente-, mas a forma subeudral a eudral média a grossa pode ser preservada e encontrada nas regiões mais centrais dos poros moldicos (P2) e vulgares (P3).

Compactação mecânica

O processo de compactação física é evidenciado por meio de peloídes líticos fraturados e fraturas preenchidas por quartzo monocristalino (C4) na microfácies do *grainstone* peloidal menos recristalizada; e por superfícies fraturas de comprimento médio a longo, que seccionam grãos e elementos do espaço, preenchidas ou não por cimentos do tipo C1, C2, C3 e C4 nas microfácies *dolofloatstone*, *dolorudstone* e *silexites*.

Compactação química

O processo de compactação química é atribuído a dissolução por pressão dos elementos do arcabouço (Tucker 1992). Desta forma, feições como contatos côncavo-convexo, estilólitos e microestilólitos sugerem processos de compactação química. Contatos concavos-convexos são raros, porém observados na microfácies de *dolorudstone* e *dolofloatstone* intraclástico. Os microestilólitos são típicos no *condensed grainstone*, e ocorrem nos contatos suturados dos cristais de dolomita D3 na borda dos grãos de peloídes líticos, peletoides e coroas dolomíticas. Enquanto que os estilólitos são representados por superfícies de dissolução irregulares e alongadas, de médio a alto comprimento que seccionam tanto grãos quanto elementos do espaço intersticial das rochas presentes em todas as microfácies.

Silicificação

Este processo é indicado pelas texturas microquartzo, megaquartzo (drusas), calcedônia e franjas. O microquartzo (Qm e Q) ocorre como substituição da dolomita do D1 e D2, nos carbonatos e silexitos. O megaquartzo ocorre como cristais subhedrais a euhedrais, monocristalinos de cimentação C4 nos carbonatos, e como drusas anedrais a subeudrais, monocristalinas (podem ocorrer cristais policristalinos) nos silexitos. A sílica em hábito calcedônia foi encontrada substituindo (possivelmente) as franjas de dolomita ou na transição do arcabouço da rocha para a região do poro secundário, obliterado pelo cimento do tipo C4 associado a outras franjas do tipo fibrosa-radioaxial, cincungranular e bladed, e as drusas de quartzo.

Oxidação

O processo de oxidação é marcado pela alteração de minerais que contem Fe e Mg, e pode resultar na formação de películas ou envelopes de óxido/hidróxido de em volta dos grãos, além de dissolve-los por completo, que gera cimentos com forma de “manchas” escuras no arcabouço da rocha. Destaca-se principalmente nas microfácies dos silexitos, e é observadas pelas seguintes formas: I) laminações marcadas pelo alinhamento de romboedros de dolomita opacos em função da associação com envelopes de óxidos/hidróxido de Fe; II) minerais opacos amorfos dispersos pela matriz da rocha; III) cimento de agregado de minerais opacos amorfos preenchendo poros; IV) romboedros dispersos de dolomita opacos em função do tingimento ocasionado pelos envelopes de óxido/hidróxio de Fe; V) minerais opacos que preenchem fraturas, VI) minerais opaco associados a estilólitos como insolúveis oxidados.

5.2 Evolução Diagenética (Eodiagênese, mesodiagênese, telodiagênese)

As relações diagenéticas evoluem temporalmente dos eventos mais precoces para os mais tardios em três distintas fases, sendo elas: i) eodiagênese, ii) mesodiagênese e iii) telodiagênese (Flügel, 2010). Desta forma, a partir dos dados obtidos na avaliação de microfácies foi possível traçar a evolução dos processos diagenéticos em relação aos estágios de eo-meso-telodiagênese (Figura 5.1).

Durante a eodiagênese, os processos se concentram em ambientes superficiais, que envolve zonas vadoso a freático, onde há influência de águas meteóricas, marinha raso ou zonas de mistura. A eodiagênese começa a atuar logo após a deposição do sedimento e dura até o momento em que os fluídos superficiais cessam a sua circulação nos interstícios da rocha ou sedimento. Os processos gerais da eodiagênese estão relacionados a instabilidade mineralógica dos minerais, sendo eles: dissolução,

cimentação rápida (principalmente de franjas) e dolomitização (Flügel, 2010). Neste trabalho, os principais processos eodiagenéticos foram: i) processos precoces de cimentação marinha rasa e micritização; ii) dolomitização; iii) dissolução. Estes foram mais expressivos nas microfácies dos *dolorudstone*, *dolofloatstone*; *dolograinstone* peloidal; *microsparstone*.

A mesodiagenese se inicia no momento em que predomina o soterramento; quando há a interrupção da percolação de fluídos superficiais, e o início da percolação de fluídos hidrotermais e basinais. Nesta fase, a princípio, os processos diagenéticos são responsáveis pela expressiva redução do volume intersticial da rocha marcados por processos de compactação física e química, além da recristalização do arcabouço. Também ocorre subordinadamente o desenvolvimento de porosidade secundárias. Nas lâminas observadas, os processos de mesodiagenese incluem: iii) dissolução; iv) cimentação dolomítica; v) compactação mecânica; vi) compactação química; vii) silicificação. Estes processos marcam as microfácies de *condensed grainstone* e *silexites*.

Por fim, a telodiagenese é marcada pelo retorno da circulação dos fluídos superficiais, que causam a exumação do arcabouço que antes estava mineralogicamente estável. Ocorre através de inconformidades e processos tectônicos que expõe a rocha a processos superficiais. O principal processo diagenético constatado dessa fase é a oxidação, que ocorrem principalmente nos *silexites*.

Tabela 5.1 Cronologia diagenética das rochas sedimentares da Fazenda São Carlos:

| Processos/Estágios diagenéticos | Eodiagenese | Mesodiagenese | Telodiagenese |
|--|-------------|---------------|---------------|
| Processos precoces de cimentação marinha rasa e micritização (i) | --- | | |
| Dolomitização (ii) | ----- | ----- | |
| Dissolução (iii) | ----- | ----- | ----- |
| Cimentação dolomítica | | ----- | |
| Compactação mecânica | | ----- | |
| Compactação química | | ----- | |
| Silicificação | | | ----- |
| Oxidação | | | ----- |

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A partir da análise de microfácies das rochas da sucessão dolomítica da Formação Urucum, expostas na região da Fazenda São Carlos, foi possível identificar sete microfácies: Dolorudstone intraclástico e peloidal; Dolofloatstone intraclástico e peloidal; Dolograinstone peloidal; Condensed Grainstone; Microsparstone; Silexito com grãos silicificados (grosso); Silexito laminado (fino).

Apesar do avançado estágio diagenético, que resultou na obliteração quase total do arcabouço primário, foi possível identificar os processos pós-deposicionais mais significantes e suas fases diagenéticas, que incluem:

- Eodiagene: (i) processos precoces de cimentação marinha rasa e micritização; (ii) dolomitização; (iii) dissolução, e início de (iv) cimentação dolomítica;
- Mesodiagene: (iv) cimentação dolomítica; (v) compactação mecânica; (vi) compactação química; (vii) silicificação
- Telodiagene: (viii) silicificação

Já em relação a compreensão do significado paleoambiental, apenas três das setes microfácies identificadas foram enquadradas em possíveis paleoambientes plataformais, sendo elas:

- Bancos de areia – margem de plataforma: *dolograinstone* peloidal
- Talude: *dolorudstone* e *dolofloatstone* intraclásticos e peloidais.

Dessa forma, as outras quatro microfácies restantes foram compreendidas como microfácies diagenéticas, as quais tiveram o arcabouço severamente obliterado pelos processos diagenéticos. A microfácies de *condensed grainstone* é entendida como obliteração total de arcabouços dominados por grãos carbonáticos como grainstones e packstones, identificada pelos limites suturados nas bordas dos grãos (microestilólitos), que definem a textura “condensado”. Os *microsparstones* foram admitidos como o estágio mais evoluído do processo de dolomitização e recristalização destes carbonatos, em que a exclusiva visualização da intercalação de sets de laminações de mosaicos muito finos e finos de dolomita, não permitem a afirmação de que a laminação é uma ocorrência primária. O silexito grosso foi entendido, por sua vez, como resultado da silicificação do *dolograinstone*, (formas dos grãos de peloides líticos ou peletoides preservados por mimetização de quartzo microcristalino). Enquanto que o silexito como resultado da silicificação da microfácies de *microsparstone* (semelhança do arcabouço fino e do bandamento).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1945. Geologia do sudoeste mattogrossense. **Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia.**
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. **São Paulo, Ed. Blücher Ltda. p. 265-281**
- ALVARENGA, CJS de; TROMPETTE, R. 1993. Brasiliano tectonic of the Paraguay Belt: the structural development of the Cuiabá Region. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, p. 18-30.
- ANGERER, Thomas et al. 2016. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposit”, Corumbá, Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, p. 369-393.
- BABINSKI, Marly et al. 2008. Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. In: **South American Symposium on Isotope Geology**. 2006. p. 223-226. BABINSKI, Marly et al. U-Pb shrimp geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. In: **Book of abstracts**.
- BOGGIANI, P. C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico). **Mato Grosso do Sul: Unpublished PhD thesis, Universidade de São Paulo.**
- BOGGIANI, P. C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico). **Mato Grosso do Sul: Unpublished PhD thesis, Universidade de São Paulo.**
- BOGGIANI, Paulo C. et al. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): a contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. **Precambrian Research**, v. 182, n. 4, p. 382-401.
- BOGGS JR, Sam; BOGGS, Sam 2009. **Petrology of sedimentary rocks**. Cambridge university press.
- DA CRUZ CAMPANHA, Ginaldo Ademar et al 2011. A faixa de dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. **Geologia USP. Série Científica**, v. 11, n. 3, p. 79-96.
- Dorr, J. V. N., 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil (Vol. 946). US Government Printing Office.
- DUNHAM, Robert J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- EMBRY III, Ashton F.; KLOVAN, J. Edward 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 19, n. 4, p. 730-781.
- FAIRCHILD, Thomas Rich et al. 2012. Evolution of Precambrian life in the Brazilian geological record. **International Journal of Astrobiology**, v. 11, n. 4, p. 309-323.

- Guimarães, L. F. 2020. Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai
- FLÜGEL Erik 2010. **Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application**. Springer Science & Business Media.
- FREITAS, Bernardo T. et al. 2011. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 238, n. 1-2, p. 48-70.
- Friedman, G. M. 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 35(3), 643-655.
- GODDÉRIS, Y. et al. 2003. The Sturtian 'snowball'glaciation: fire and ice. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 211, n. 1-2, p. 1-12.
- GROTZINGER, John P.; FIKE, David A.; FISCHER, Woodward W. 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 5, p. 285.
- HALVERSON, Galen P. et al. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. **GSA Bulletin**, v. 117, n. 9-10, p. 1181-1207.
- HIDALGO, Renata Lourenço Lopes 2007. **Vida após as glaciações globais neoproterozoicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátons do São Francisco e Amazônico**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- HOFFMAN, Paul F.; LI, Zheng-Xiang 2009. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 277, n. 3-4, p. 158-172.
- KACZMAREK, STEPHEN E. et al. 2017. Dolomite, very-high magnesium calcite, and microbes: implications for the microbial model of dolomitization. **SEPM Special Publication**, v. 109, p. 1-14.
- KLEIN, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, v. 90, p. 1473-1499.
- KLEIN, Cornelis; LADEIRA, Eduardo A. 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Economic Geology**, v. 99, n. 6, p. 1233-1244.
- LI, Zheng-Xiang et al. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. **Precambrian research**, v. 160, n. 1-2, p. 179-210.
- Ling, H. F., Chen, X., Li, D. A., Wang, D., Shields-Zhou, G. A., & Zhu, M. 2013. Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Precambrian Research*, 225, 110-127
- LUMSDEN, David N.; CAUDLE, G. 2001. Clifford. Origin of massive dolostone: the Upper Knox model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 71, n. 3, p. 400-409.
- NARBONNE, Guy M 2010. Ocean chemistry and early animals. **Science**, v. 328, n. 5974, p. 53-54.

- Guimarães, L. F. 2020, Análise de Microfácies da Sucessão Carbonática do Grupo Jacadigo-Neoproterozóico da Faixa Paraguai
- OCH, Lawrence M.; SHIELDS-ZHOU, Graham A. 2012. The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling. **Earth-Science Reviews**, v. 110, n. 1-4, p. 26-57.
- Randazzo, A. F., Sarver, T. J., & Metrin, D. B. 1983. Selected geochemical factors influencing diagenesis of Eocene carbonate rocks, Peninsular Florida, USA. *Sedimentary geology*, 36(1), 1-14.
- SCHOBENHAUS, Carlos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM**, p. 5-25.
- SHIELDS-ZHOU, Graham A.; PORTER, Susannah; HALVERSON, Galen P. 2016. A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720-635 Ma). **Episodes**, v. 39, n. 1, p. 3-8.
- Sibley, D.F., and Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57.
- SPENCE, Guy H.; LE HERON, Daniel P.; FAIRCHILD, Ian J. 2016. Sedimentological perspectives on climatic, atmospheric and environmental change in the Neoproterozoic Era. **Sedimentology**, v. 63, n. 2, p. 253-306.
- TROMPETTE, R.; DE ALVARENGA, C. J. S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbágraben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 6, p. 587-597.
- URBAN, H.; STRIBRNY, B.; LIPPOLT, H. J. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Economic Geology**, v. 87, n. 5, p. 1375-1392.
- WANG, Ning et al. 2020. Geo-chromatographic fractionation effect of methyl dibenzofuran in dolomite reservoirs and its application in tracing oil filling pathways in the Sichuan Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 113, p. 104126.
- WARREN, John 2020. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth-Science Reviews**, v. 52, n. 1-3, p. 1-81.
- WARREN, L. V. et al. 2013. Origin and impact of the oldest metazoan bioclastic sediments. **Geology**, v. 41, n. 4, p. 507-510.
- WRIGHT, V. P. 1992. A revised classification of limestones. **Sedimentary Geology**, v. 76, n. 3-4, p. 177-185.