



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 623

**DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO GUIA, EDIACARANO DA
BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON
AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

CÁIO SILVA DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira (UFPA)

**Belém - Pará
2022**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S237d Santos, Caio Silva dos.
Diagênese da Formação Guia, Ediacarano da Bacia Araras-
Alto Paraguai, sul do Cráton Amazônico / Caio Silva dos
Santos. — 2022.
xvii, 58 f. : il. color.
- Orientador: Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Belém, 2022.
1. Rochas sedimentares. 2. Carbonatos. 3.
Hidrocarbonetos. 4. Bacia intracratônica. 5. Mares
epicontinentais. I. Título.

CDD 552.5



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

DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO GUIA, EDIACARANO DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Dissertação apresentada por

CÁIO SILVA DOS SANTOS

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA e Linha de Pesquisa em Análise de Bacias.**

Data da Aprovação: 31 / 10 / 2022

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Afonso César Nogueira
(Orientador - UFPA)

Prof. Dr.ª Lucieth Cruz Vieira
(Membro - UnB)

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

Dedico este trabalho a todos os geólogos
que buscam o título de mestre.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a minha família. Especialmente, aos meus pais, Armando e Palmira, pela educação, pelo amor, pelo apoio, pelo incentivo durante minha caminhada e por acreditarem em mim.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) e o Programa de Excelência Acadêmica – PROEX.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo conhecimento fornecido, pelo corpo docente e pela infraestrutura. Agradeço à coordenação e à secretaria, em especial à Cleida Freitas e à Joalice Lopes, por todo auxílio prestado durante o mestrado.

Agradeço o Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira por sua orientação.

Agradeço ao Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED, ao Laboratório de Petrografia Pós-Graduação – LAPETRO e ao laboratório de catodoluminescência do PPGG-UFPA.

Pelo suporte na preparação de amostras para análises, agradeço ao Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados, na pessoa do Prof. Afonso Cesar R. Nogueira e do técnico Everaldo Lira da Cunha.

Ao laboratório de Laboratório de Caracterização Mineral (LMC), Setor Raios-X e Setor de Análises, especialmente, à Profa. Dra. Simone Patrícia Aranha da Paz e ao técnico Aldemir de Melo Sotero. Agradeço, ainda, ao Laboratório de Difração de Raios – X “Walter Klaus Schuckman”, e ao Prof. Dr. Rômulo Angélica.

Agradeço também ao laboratório de Microanálises, nas pessoas do Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão e da Msc. Gisele Tavares Marques, pelo suporte na obtenção das imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Ao projeto de Extensão, Educafóssil, no qual tive a honra de participar. À Profa. Dra. Anna Nogueira e Laura Garzón.

Aos amigos que fiz no Instituto de Geologia: Renan Fernandes, Pedro Augusto, Ailton Brito e Willamy Felix. Obrigado pelo acolhimento e pela amizade.

Aos amigos paraenses, que fiz fora da universidade e que contribuíram para que meu período em Belém fosse divertido e amigável, além de ouvir meus desabafos: Antônio Breno e Aliel Maia.

Aos meus amigos geólogos: Luana Souza, Thiago Winícios, Lauany Lobato, Hellon Matos, Lorena Mesan e Magda. Aos amigos que, mesmo distante, me apoiaram e foram fonte de incentivo: Yago Cavalcanti, Douglas Regis, Mayara Wagner, Daniel Moreira, Luís Carlos e Anderson Galindo. Obrigado pelo apoio, carinho e amizade sempre presente!

A todos que contribuíram de maneira direta e/ou indireta para a elaboração e conclusão deste trabalho.

**“A vida é um processo constante de morte”
Arthur Schopenhauer**

RESUMO

Rochas carbonáticas pertencentes à Formação Guia, unidade calcária do Grupo Araras, são expostas na Bacia Araras-Alto Paraguai, região central da América do Sul. Correspondem a depósitos de plataforma carbonática de idade ediacarana (622-614 Ma) desenvolvida em um mar epicontinental. Estes depósitos recobrem discordantemente dolomitos de capa carbonática na porção SW do Cráton Amazônico e diamictitos da Formação Puga relacionados à glaciação do Marinoano de 635 Ma, que estão distribuídos sobre o substrato metamórfico da bacia. A Formação Guia, objeto de estudo desta dissertação é composta por calcários intercalados com finas camadas de folhelhos calcíticos. Os dados foram obtidos da análise de um perfil estratigráfico de 350m, realizado em uma das melhores exposições da Formação Guia, a frente de lavra da Mina COPACEL, na cidade de Nobres, estado do Mato Grosso. Foram identificadas 6 microfácies representativas de mar epicontinental, agrupadas em uma única associação de fácies, plataforma profunda, constituída por: *Lime-mudstone* betuminoso, maciço e rico em grãos terrígenos, folhelhos negros, brechas carbonáticas e brechas deformadas. Estas rochas foram intensamente afetadas por processos diagenéticos como: *aggrading neomorphism*, maturação da matéria orgânica, compactação física, cimentação de calcita espática, dolomitização, compactação química e migração de hidrocarbonetos. O neomorfismo do tipo agradacional (*aggrading neomorphism*) afeta a matriz destas rochas, passando de micrita (<4 µm) para microespática e pseudoespática, exibindo um mosaico hipidiotópico. O micrito rico em matéria orgânica é parcialmente dissolvido por fluidos gerados pela maturação desta, gerando poros vulgares posteriormente cimentados por calcita espática. Este cimento é caracterizado por cristais subbedrais grossos e clivagem romboédrica em duas direções. Sob catodoluminescência, apresenta duas luminescências: laranja avermelhado, quando substitui a matriz, e rosa zonado, quando preenche poros vulgares. Os estilólitos formam superfícies serrilhadas de baixa amplitude impregnadas por material insolúvel, composto por argilas, quartzo e matéria orgânica. A dolomitização, afeta as rochas em três momentos: o primeiro ocorre com a substituição do cimento de calcita espática nas fraturas por dolomitas subbedrais com mosaico hipidiotópico, além de inclusões de minerais opacos, o segundo momento é a substituição da matriz por dolomitas anédricas, e o terceiro momento é a formação de cristais de *saddle dolomite* que ocorrem associados com hidrocarbonetos preenchendo porosidade vulgar. A análise pontual com MEV/EDS identificou grandes quantidade de Ca e baixas de Mg, Si, S, Ca, Mn, Fe, Ni, Zn, Sr, Cd, Ba e Pb, reforçando que, apesar de terem feições de alteração, os carbonatos foram pouco afetados por fluidos diagenéticos/dolomitizadores. Estas

rochas compõem o Sistema Petrolífero Araras, apresentando valores de COT entre 0,04 e 0,50%, portanto com potencial gerador baixo a médio, o que o classifica como do tipo não-convencional. A associação dos dados petrográficos e geoquímicos sugerem que a migração do betume ocorreu em 610 Ma, durante soerguimento térmico da Bacia Intracratônica Araras, antes da deposição do Grupo Alto Paraguai, o que levou exposição do Grupo Araras e oxidação do hidrocarboneto, permitindo a identificação de querogênio tipo IV. De acordo com dados de pirólise *Rock Eval*, Índice de Hidrogênio e Índice de Oxigênio, estas rochas não possuem potencial para a geração de óleo ou gás, e são constituídos por matéria orgânica oxidada, com evolução térmica imatura.

Palavras-chave: rochas sedimentares, microfácies carbonáticas; hidrocarbonetos; bacia intracratônica; mares epicontinentais.

ABSTRACT

The Guia Formation is a limestone unit of the Araras Group, exposed in central region of South America. They correspond to Ediacaran (622-614Ma) carbonate platform deposits, developed in an epicontinental sea. This deposits unconformably overlies diamictite of Puga Formation related to 635Ma Marinoan glaciation, also distributed over the metamorphic basement. The Guia Formation, aim of study, is composed of limestones interbedded with thin layers of black shales. The data were obtained from an analysis of a 350m stratigraphic profile in one of the best exposition of Guia Formation in a COPACEL mine open pit in Nobres town, State of Mato Grosso. The unit consist in six lithofacies, grouped in one facies association that records a deep carbonate platform: bituminous lime-mudstone, massive lime-mudstone and lime-mudstone rich in terrigenous grains, carbonate shale, carbonate breccias and deformed breccias. These rocks were intensive affected by diagenetic process such as aggrading neomorphism, organic matter maturation, physical compaction, spar calcite cement, dolomitization, chemical compaction and hydrocarbon migration. Aggrading neomorphism affect the matrix, turn it to microspar and pseudospar with hipidiotopic mosaic. The micrite rich in organic matter is partially dissolved by fluids capable of dissolving the matrix, generating the vug pores. That pores are cemented by spar calcite. This cement has coarse granulation, subhedral crystals, when it fills fractures it presents crystals with rhombohedral cleavage, with two directions. In cathodoluminescence, the cement has orange to red bright when it fills vug fracture, and it has zoned pink bright luminescence filling pore vug. The stylolites form serrated surfaces of low amplitude, insoluble material, composed by clays, quartz, and organic matter compound its. Dolomitization affects the rocks in three moments: the first one is the replacement of spar calcite filling fractures with subeuhedral dolomites in hipidiotopic mosaic and opaques minerals inclusions, the second on is the filling by the matrix replacement with anehedral dolomites; the third one is the formation of saddle dolomite associated with hydrocarbon. Spot analysis with SEM/EDS, shows a large amount of Ca, ang low range of Mg, Si, S, Ca, Mn, Fe, Ni, Zn, Sr, Cd, Ba and Pb. Reasserting that carbonate are scant changed by diagenetic/dolomitizing fluids. These rocks are part of the Araras Petroleum System, the Total Organic Content Analysis (TOC) indicated values between 0.04 and 0.50%, classified as a low to medium potential. The association among the petrographic and geochemistry data suggest that the bitumen migration occurred at 610 Ma, during thermal uplift of the Araras Intracratonic Basin, before the deposition of the Alto Paraguai Group, which led to exposure of the Araras Group and oxidation of the hydrocarbon, allowing the identification of type IV kerogen. Rock Eval pyrolysis,

Hydrogen Index and Oxygen Index data of these rocks, do not have the potential to generate oil or gas, and are constituted by oxidized organic matter, with immature thermal evolution.

Key words: sedimentary rocks, carbonate microfacies; araras petroleum system; intracratonic basin; epicontinental sea.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 – Mapa de Localização com unidades geológicas, no contexto da Bacia Intracratônica Araras-Alto Paraguai, com ocorrência no sudeste do Cráton Amazônico e Norte da Faixa Paraguai, com maior destaque para as ocorrências de capa carbonática. Extraído e modificado de Nogueira *et al.* (2019).2
- Figura 2.1 – Classificação dos Carbonatos segundo Dunham (1962).4
- Figura 2.2 – Espectro do arcabouço de Brechas, resultantes de deposição e diagênese. Fonte: Laznicka (1988).5
- Figura 3.1 - Litoestratigrafia do Grupo Araras na orção sul do Cráton Amazônico. Limite Criogeniano/Ediacarano. Extraído de Nogueira *et al* (2018). 12
- Figura 4.1 – Localização e exibição da Formação Guia na área de estudo. A – Mapa geológico simplificado do sudeste do Cráton Amazônico com ocorrência as capas carbonáticas (Nogueira *et al.* 2019); B – Perfil estratigráfico na mina COPACEL, afloramento em Nobres, exibindo intervalo de coleta das amostras de petrografia, COT e pirólise. 19
- Figura 4.2 - Microfácies Lime-Mudstone com terrígenos (Ltg). – Fotomicrografia em luz natural, matriz (M), grãos de quartzo detríticos (Q) e minerais opacos (Op), de granulometria areia fina a silte; B -Imagem de catodoluminescência, a luminescência vermelha é dolomita (Dol), grãos azuis são quartzo detrítico (Q), os grãos não-luminescentes são quartzo autigênico e os grãos amarelos são possivelmente feldspato potássico (kf), dispersos na matriz; C- Imagem em luz natural, mostrando Calcita espática (Ce), preenchendo fratura; D – Imagem de lâmina tingida com alizarina vermelha-S, dolomita de substituição, toma o lugar da matiz,23
- Figura 4.3 - Microfácies lime mudstone maciço (Lm). A – Cor cinza escura do micrito visto em luz natural; B -Mesma imagem de A, mas vista em catodoluminescência. Quase toda a microfácies é formada por micritto com baixa quantidade de quartzo detrítico (Q); C -Folhelho Calcítico (Fc) visto em luz natural exibindo grãos de quartzo (Q), Biotita (Bt) em meio a matriz dolomítica; D – Imagem C vista sob catodoluminescência, exibindo quartzo detrítico (Q) com luminescência azul, os não-luminescentes são biotitas, luminescência amarela são feldspato potássico (Kf). 24

- Figura 4.4 – Microfácies carbonáticas; A - Microfácies Lime-Mudstone betuminoso (Lb), mostrando o neomorfismo do micrito (M), porosidade vug e fraturas cimentadas por calcita espática (Ce) e preenchidas por hidrocarbonetos (HC); B – Brecha deformada (Bd) rica em grãos de quartzos (Q), intraclastos (I, indicados pela seta preta) de diferentes formas e bordas curvas; C- Fotomicrografia em luz natural da microfácies lime-mudstone brechado (Lbc), os intraclastos (I) são tabulares e homogeneizados com a matriz (M) e delimitados por estilólitos; D – Imagem de catodoluminescência de C, mostrando a luminescência vermelha da matriz, os estilólitos são visíveis devido a concentração de material insolúvel, no caso por minerais de argila e quartzo (Q).....26
- Figura 4.5 – Difratoogramas de 9 amostras. A – Amostras das microfácies Ltg, Lb, Lm, Lbc e Bd; B – Amostra do folhelho carbonático (Fc). Símbolos: Cal – Calcita; Dol – Dolomita; Qtz - Quartzo; Kfs – K-feldspato; Ort – Ortoclásio; Alb – Albita; Msc – Muscovita; Py—Pirita; Cnc – Clinocloro; Ka – Kaolinita; Gyp – Gipso.27
- Figura 4.6 – Sequência dos eventos diagenéticos ocorridos na formação Guia.....29
- Figura 4.7 – Processos diagenéticos iniciais; A – Neomorfismo do micrito, microfácies Lm; B – Fraturas cimentadas por calcite espática (Ce), microfácies Ltg; C -Muscovita dobrada, indicada por seta azul e quartzo detrítico indicado por seta verde, microfácies Fc; D – Fotomicrografia em nicóis cruzados, indicando um poro vug cimentado por calcita espática, microfácies Lb..... 30
- Figura 4.8 – Cimento de calcita espática; A – Fotomicrografia em nicóis cruzados mostrando fratura cimentada por calcita espática (Ce, indicada pela seta preta), apresentando clivagem e geminação não tão desenvolvida e a matriz é afetada por neomorfismo agradacional; B – Catodoluminescência da imagem A, mostrando Ce com luminescência laranja a vermelha. Os cristais não-luminescentes podem ser ricos em ferro; C – Imagem de Ce preenchendo poros vugs; D - Catodoluminescência da imagem C, mostrando uma luminescência rosa zonada, característica de influencia de fluidos hidrotermais gerados pela maturação da matéria orgânica.32
- Figura 4.9 - Compactação química; A – Fotomicrografia em luz natural de estilólito do tipo saturado com amplitude milimétrica e impregnado com minerais de argilas; B – Fotomicrografia em catodoluminescência, exibindo grãos de quartzo detríticos de luminescência azul (Q) dispersos na matriz com luminescência vermelha e concentrados na superfície dos estilólitos.33

Figura 4.10 – Eventos de dolomitização da Formação guia; A- Evento de Dolomitização 1: Substituição de cimento de calcita espática que preenche fraturas por dolomitas subeudrais; B – A substituição também ocorre com cristais anedrais com raras fazes retas; C – Evento de Dolomitização 1: Dolomitas euhedrais e anedrais substituindo matriz.; D - Evento de Dolomitização 2: Formação de saddle dolomite (indicada por seta vermelha) em contato com hidrocarbonetos (seta amarela). 34

Figura 4.11 - Sequência diagenética e migração de hidrocarbonetos na Formação Guia. I) Deposição da matriz e influxo de grãos terrígenos; II) Neomorfismo agradacional do micrito, maturação da matéria orgânica e geração de ácidos orgânicos que geraram porosidade vug. Início da compactação mecânica. III) Formação total de poros vug e cimentação de calcita espática. IV) Primeiro evento de dolomitização: substituição do cimento de calcita espática que preenche fraturas por dolomitas subédricas e substituição da matriz por dolomitas anédricas. Início da compactação química. V) Segundo evento de dolomitização: Saddle dolomite é formada e ocorre o início da migração do hidrocarboneto VI) Fim da migração do hidrocarboneto e preenchimento dos poros intercrystalinos 35

Figura 4.12 – Imagens de MEV da matriz; A – Elétrons secundários. Em tons de cinza é possível visualizar microcristais anedrais de calcita com microporosidades intercrystalinas apontadas pela seta azul; B – Elétrons retroespalhados, exibindo a textura fina a muito fina da matriz e cristais subeudrais com bordas irregulares e baixa porosidade. O círculo amarelo exhibe neomorfismo do micrito..... 36

Figura 4.13 - Diagram van Krevelen modificado mostrando kerogênio tipo IV, para formação guia na pedreira COPACEL. 42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Potencial Gerador a partir do Índice de Hidrogênio (IH) e o S2 (Espitalié <i>et al.</i> 1977).....	9
Tabela 1.2 - Relação entre o tipo de querogênio (Modificado de Espitalié <i>et al.</i> 1977, Rodrigues 1995).....	9
Tabela 4.1 - Microfácies sedimentares, estruturas/descrição e processos ocorridos na Formação Guia	20
Tabela 4.2 - Constituintes principais das microfácies descritas	21
Tabela 4.3 - Resultado da análise de DRX nas amostras.	36
Tabela 4.4 - Resultados da análise pontual no MEV e composição química da matriz..	37
Tabela 4.5 - Razões geoquímicas elementares, a partir de dados da análise química pontual do EDS, em imagens de elétrons secundários (ES) e elétrons retroespalhados (ERE).	38
Tabela 4.6 - Composição em óxido (wt%) das rochas da Formação Guia.....	40
Tabela 4.7 - Resultado da análise química orgânica resultado do Carbono Orgânico Total e Pirólise rock-eval.....	41

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	2
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 PETROGRFIA DE CARBONATOS.....	4
2.2 CATODOLUMINESCÊNCIA.....	5
2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX).....	6
2.4 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS – X (FRX).....	6
2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	7
2.6 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT).....	7
2.7 PIRÓLISE ROCK – EVAL.....	8
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	10
3.1 BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI.....	10
3.2 GRUPO ARARAS.....	11
3.2.1 Formação Mirassol D’oeste	12
3.2.2 Formação Guia	13
3.2.3 Formação Serra do Quilombo	14
3.2.4 Formação Nobres	14
4 RESULTADOS	15
4.1 DIAGÊNESE E GEOQUÍMICA ORGÂNICA, DOS CARBONATOS DE PLATAFORMA PROFUNDA DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE NOBRES-MT.	15
4.2 INTRODUÇÃO.....	16
4.3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	17
4.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	18

4.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	20
4.5.1 Associação de microfácies	20
<i>4.5.1.1 Plataforma profunda.....</i>	<i>21</i>
4.5.2 Interpretação.....	27
4.6 DIAGÊNESE.....	28
4.6.1 Neomorfismo	29
4.6.2 Compactação mecânica.....	29
4.6.3 Porosidade	29
4.6.4 Cimento de calcite espática.....	31
4.6.5 Compactação química	32
4.6.6 Dolomitização.....	33
4.6.7 Migração de betume	34
4.7 ANÁLISE QUÍMICA INORGÂNICA	35
4.8 GEOQUÍMICA ORGÂNICA	41
4.9 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO.....	43
4.10 CONSIDERAÇÕES FINAIS	44
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	51
REFERÊNCIAS.....	52

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Depósitos de plataforma carbonática de idade Ediacarana (622-614 Ma), com extensão acima de 500 km e espessura de até 400 m ocorrem na Bacia Araras-Alto Paraguai, região central da América do Sul (Almeida 1984, Cordani *et al.* 2009, Nogueira *et al.* 2018, Romero *et al.* 2013). Estes depósitos pertencentes à Formação Guia recobrem discordantemente dolomitos de capa carbonática na porção SW do Cráton Amazônico e diamictitos da Formação Puga, relacionados à glaciação do Marinoano de 635 Ma, distribuídos também sobre o substrato metamórfico da bacia (Font *et al.* 2006, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2021, Soares *et al.* 2020).

A Formação Guia é registro de uma transgressão de longa duração (*long-term transgression*) não relacionada com a glaciação marinoana depositada em plataformas epicontinentais associada ao proto-Gondwana Oeste (Bezerra Júnior 2018, Brelaz 2012, Santos *et al.* 2021, Soares *et al.* 2020). O registro de plataformas carbonáticas em mares epicontinentais associados a transgressões marinhas globais sucedendo os eventos de *snowball Earth* é observado em diversos crátons pelo mundo (Hoffman *et al.* 2017, 1998, Narbonne *et al.* 2012, Yu *et al.* 2020).

A Formação Guia consiste em calcário micrítico e, subordinadamente, folhelho betuminoso inserido no Grupo Araras, depositado na Bacia intracratônica Araras-Alto Paraguai. O Grupo compreende as formações Mirassol d'Oeste (dolomitos e estromatólitos), exposta apenas no Cráton Amazônico, Guia, Serra do Quilombo (brechas dolomíticas e dolomitos finos), e Nobres (dolomitos e arenitos), aflorantes nos domínios da Bacia Araras-Alto Paraguai (Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira & Riccomini 2006).

Neste trabalho, foram discutidos e analisados os dados petrográficos, geoquímicos, paleoambientais e estratigráficos sobre a Formação Guia, ampliando o conhecimento diagenético que serviu de base para a discussão sobre o potencial petrolífero desta unidade, inserida em sistema petrolífero não-convencional. Os dados foram obtidos a partir da análise de um perfil estratigráfico realizado em umas das melhores exposições da Formação Guia, a frente de lavra da Mina COPACEL na cidade de Nobres, estado do Mato Grosso.

O estudo realizado neste mestrado empregou a análise estratigráfica de fácies combinada com petrografia e refinamento através da catodoluminescência, microscópio

eletrônico de varredura e espectro EDS nas amostras coletadas. Aprofundou-se nas técnicas analíticas e químicas, como Difração de Raios-X, Fluorescência de Raios-X, Carbono Orgânico Total e pirólise *rock-eval*, para identificar a mineralogia e características geoquímicas, para determinar o paleoambiente e potencial gerador, e a sequência diagenética para os calcários aflorantes em Nobres, na frente da lavra da pedra COPACEL.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho localiza-se na cidade de Nobres, no estado de Mato Grosso, cerca de 130 km da capital do estado, Cuiabá. Os principais afloramentos da Formação Guia se concentram em frentes de lavras ativas destinadas a produção de calcário agrícola, cal e brita. Situam-se na bacia Intracratônica Araras-Alto Paraguai, e não apresentam evidências de nenhum grau metamórfico e alterações de intemperismo. O perfil utilizado foi confeccionado na mina COPACEL, pertencente grupo COPACEL – Indústria e Comércio de Calcário e Cereais Ltda, que tem coordenadas geográficas 014° 40' 40" S, 056° 17' 50" W. (Figura 1.1).

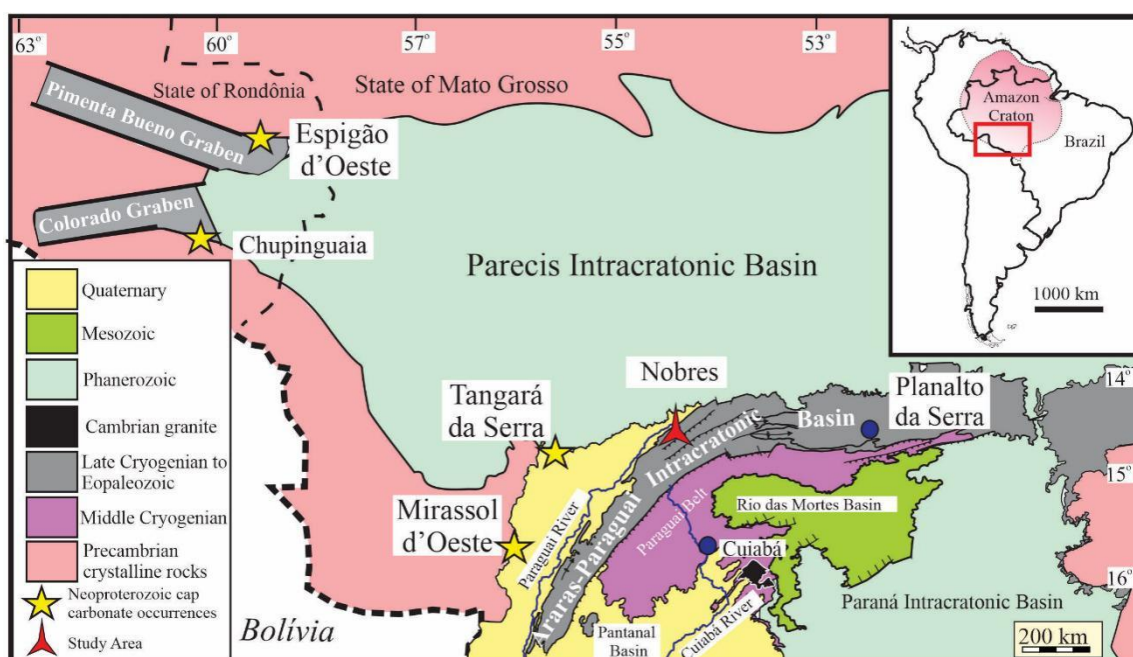


Figura 1.1 – Mapa de Localização com unidades geológicas, no contexto da Bacia Intracratônica Araras-Alto Paraguai, com ocorrência no sudeste do Cráton Amazônico e Norte da Faixa Paraguai, com maior destaque para as ocorrências de capa carbonática. Extraído e modificado de Nogueira *et al.* (2019).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação consistiu em reconstituir e evoluir a interpretação paleoambiental e deposicional da Formação Guia, complementando o arcabouço estratigráfico existente, por meio de estudos em novo afloramento de um perfil

estratigráfico confeccionado na mina COPACEL na cidade de Nobres – MT. Para se chegar a esta conclusão, foram cumpridos os seguintes objetivos específicos: 1) Definição das microfácies carbonáticas, e montagem de sequência diagenética para a Formação Guia; 2) Determinação das características da matéria orgânica, incluindo o tipo, origem e grau de maturação térmica.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos estabelecidos, seguiu-se o estudo de lâminas petrográficas e a análise de amostras já coletadas pelo Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED, da UFPA.

2.1 PETROGRAFIA DE CARBONATOS

Foram descritas 23 lâminas petrográficas. Destas, apenas 12 já tinham sido confeccionadas e tingidas anteriormente. As 11 lâminas restantes foram confeccionadas, no Laboratório de laminação da UFPA, descritas sem tingimento, no Laboratório de Petrografia do GSED e no Laboratório de Petrografia Pós-Graduação – LAPETRO, e em seguida, aplicou-se a microscopia com catodoluminescência nas seções polidas.

O tingimento com Alizarina vermelha S (0,2g/100 ml de 1,5% HCl) foi utilizado para identificação de calcita, que muda de coloração para rosa/vermelha, e de dolomita, que permanece incolor (Dickson 1965). O termo microfácies é aplicado nas descrições e interpretações de dados sedimentológicos e paleontológicos obtidos através de seções delgadas de rochas sedimentares. O equipamento utilizado para a realização da análise petrográfica foi o microscópio petrográfico Axioskop 40, com câmera digital acoplada, modelo Axioskop HRc, e lupa binocular modelo Zeiss ST-39Z-N9GO.

Para a classificação dos carbonatos foi adotada a proposta de Dunham (1962), que divide os carbonatos com base na textura: *grainstone*, arcabouço sustentado por grãos com ausência de matriz; *packstone*, grãos em contato e arcabouço com matriz; *wackestone*, arcabouço sustentado por matriz, com mais de 10% de grãos; e *mudstone*, matriz com menos de 10% de grãos (Figura 2.1).

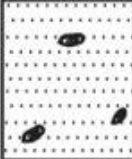



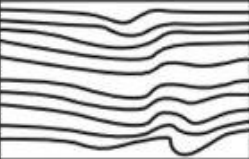
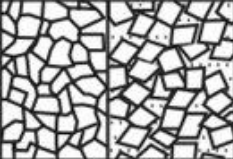
Depositional Texture Recognizable				Original components were bound together during deposition, as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interslices.	Depositional Texture Not Recognizable (Subdivide according to classifications designed to bear on physical texture or diagenesis.)
Original Components Not Bound Together During Deposition		Grain-supported			
Contains mud (particles of clay and fine silt size, less than 20 microns)					
Mud-supported		Grain-supported		Boundstone	Crystalline Carbonate
Less than 10 percent grains	More than 10 percent grains	More than 10 percent mud	Less than 10 percent mud		
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone		
					

Figura 2.1 – Classificação dos Carbonatos segundo Dunham (1962).

Brechas carbonáticas foram bem estudadas por Laznicka (1989), que focou exclusivamente em sua formação, e identificou brechas de origem por processos tectônicos, fluxos gravitacionais e cársticos relacionados à exposição subaérea. Para as lâminas classificadas como brechas, utilizou-se o critério granulométrico, no qual o acúmulo de clastos angulosos a subangulosos acima de 2mm indica uma brecha. A composição dos clastos também foi utilizada para classificação, para clastos de mesma composição são ditas brechas monomíticas, enquanto aquelas com dois ou mais tipos litológicos distintos são chamadas de polimíticas (Nichols 2009, Tucker 2001).

Quanto à origem dos clastos, as brechas podem ser classificadas como intraformacionais, clastos originados na mesma formação na qual estão depositados; e extraformacionais, clastos pertencentes a outras formações. As brechas ainda podem ser sustentadas pela matriz ou clastos. Podendo ser quantificada em porcentagem, onde 100% de clastos seria uma rocha totalmente formada por clastos sem matriz e cimento, e abaixo disso representa um aumento da matriz e cimento, chegando até cerca de 10% de clastos (Figura 2.2, Nichols 2009). A figura 2.2, representa os componentes das brechas, e apresenta sua classificação, comparando com outras nomenclaturas, como a utilizada por Dunham (1962) por exemplo.

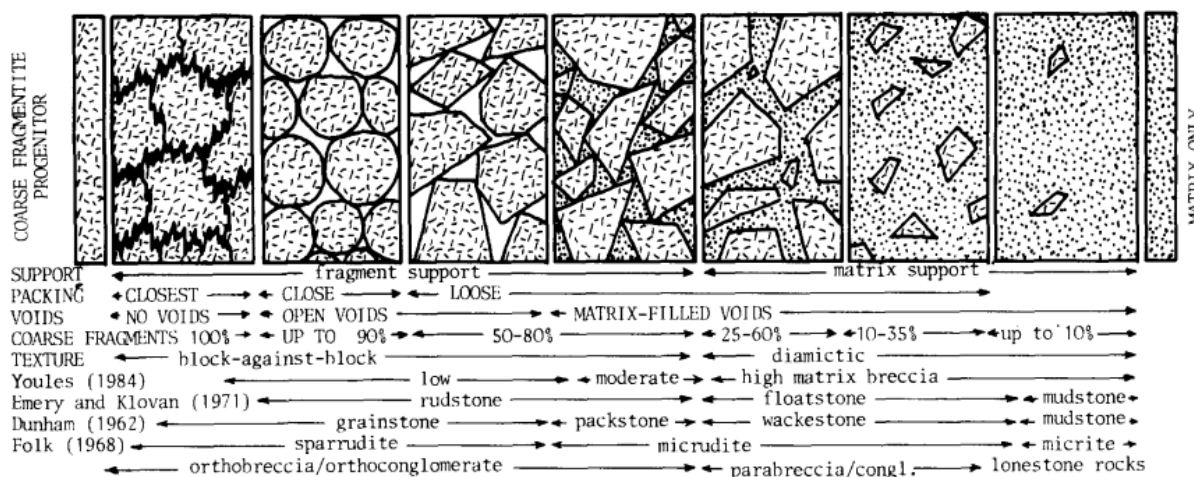


Figura 2.2 – Espectro do arcabouço de Brechas, resultantes de deposição e diagênese. Fonte: Laznicka (1988).

2.2 CATODOLUMINESCÊNCIA

A Catodoluminescência (CL) consiste na emissão de luz no espectro visível quando ocorre o bombardeamento de uma amostra, ou, neste caso, seção polida, com feixe de elétrons produzido por um anodo (Pagel *et al.* 2000). Foi utilizado um microscópio óptico Leica, modelo DM 4500 PLED acoplado ao aparelho *Optical catholuminescence*, CL 8200 mk 5-2s do laboratório de Catodoluminescência, do Instituto de Geociências (UFPA). O

sistema foi operado com aceleração de voltagem de 15,1 Kv, com corrente entre 300 μA a 488 μA e vácuo entre 0,003 e 0,05 Pa, com tempo de exposição de 10,3s.

As características de luminescência de minerais carbonatos são controladas pela abundância ou ausência dos elementos ativadores e dissipadores, principalmente Fe^{2+} e Mn^{2+} , em calcita, dolomita e cimentos. Logo, a variação destes elementos dentro da estrutura cristalina dos minerais pode indicar variações nos padrões de luminescência observados. A catodoluminescência contribuiu para o refinamento petrográfico e detalhamento sobre a composição, fases de cimentação e identificação de minerais siliciclásticos dispersos na matriz micrítica. Outra aplicabilidade da CL é indicar variação das concentrações dos elementos traços e condições oxidantes e redutoras. Os elementos que são traços ativadores de luminosidade nos carbonatos são o Mn^{+2} e Elementos Terras Raras (ETR's), como o Sm^{+2} , Tb^{3+} , Dy^{3+} , Eu^{2+} e Eu^{3+} . Enquanto isso, o Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ni^{+2} , Co^{+2} são dissipadores (Adams & Mackenzie 1998, Machel & Burton 1991, Witkowski *et al.* 2000).

2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX)

As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios – X “*Walter Klaus Schuckman*” pertencente ao Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada – GMGA, da UFPA. As medidas foram realizadas empregando-se o método do pó em amostras previamente desagregadas e pulverizadas em graal de ágata até a fração argila, e utilizou-se cerca de 5 a 10 g de amostras. As medidas foram realizadas em um difratômetro *Empyrean*, da PANalytical, com anodo de Co ($K\alpha 1 = 78901 \text{ \AA}$), foco fino longo de 1800W e filtro $k\beta$ de Fe, detector de área do tipo PIXel3D 2x2, em modo de varredura em uma tensão de 40 kV e corrente de 35 mA. A interpretação das respostas foi realizada com auxílio dos *softwares X'Pert Data Collector*, versão 5.1, e o tratamento dos dados com o *software X'Pert HighScore Plus (HSP)*, versão 4.9, também da PANalytical. A identificação dos minerais foi feita através da comparação do difratograma obtido com padrões (fichas) tanto no banco de dados do ICDD PDF (*International Center for Diffraction Data Powder Diffraction File*), como no COD (*Crystallography Open Database*). Neste último caso, as fichas contêm as informações da estrutura que possibilitam o refinamento pelo Método de *Rietveld*, visando a análise quantitativa.

2.4 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS – X (FRX)

A determinação dos elementos maiores e menores das amostras foi realizada empregando-se a técnica de fluorescência de raios-X. Foi utilizado um espectrômetro WDS

sequencial, modelo *Axios Minerals*, da marca PANalytical, com tubo de raios X cerâmico, ânodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência 2,4 KW, no laboratório de caracterização mineral (LMC), setor raios-x e setor de análises do IG/UFPA. Os resultados foram interpretados com o auxílio do *software SuperQ Manager* e também da PANalytical.

O método de leitura das amostras foi disco prensado. A amostra já pulverizada em fração argila foi preparada de acordo com o seguinte procedimento: uma mistura de 1 g de amostra + 0,3 g de aglomerante (cera de parafina) sobre substrato de ácido bórico (H_2BO_3). Em seguida, foi prensada em uma pastilha de 33 mm e com espessura de 3mm, com uma carga de 25 toneladas. Foram realizados testes de perda ao fogo (uma técnica gravimétrica de perda de massa) para todas as amostras, utilizando 1 g de cada amostra submetida à temperatura constante de 1000°C por 1 hora em forno mufla.

2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A análise foi feita no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA, que conta com um Espectroscópio de Energia Dispersiva (EDS) acoplado e permite observar a superfície de materiais orgânicos e inorgânicos em escalas micrométricas e sub-micrométricas.

A partir do estudo petrográfico foram selecionadas 10 amostras para análise por MEV. A caracterização foi realizada através de análise qualitativa e de análise química semiquantitativa em microscopia eletrônica de varredura (MEV), acoplado ao analisador de dispersão de energia (EDS = *energy dispersive x-ray detector*). As seções polidas precisaram ser metalizadas com ouro para que facilitasse a aquisição de imagens.

2.6 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

A análise de COT foi realizada no laboratório Actlabs – *Activation Laboratories Ltd*, situado em Ontário, no Canadá. A análise do COT é uma técnica de geoquímica orgânica que permite quantificar o carbono orgânico contido na matéria orgânica, tanto solúvel (betume) quando insolúvel (querogênio) presente em 10 amostras de carbonatos.

Para análise das amostras, é necessário pulverização e peneiramento para se obter a granulometria de 0,177 mm (malha de 80 *mesh*), em seguida, 1g de amostra é pesado. Aplica-se ácido clorídrico (HCl), na concentração de 1:1, durante 6 horas, para eliminação de carbonatos inorgânicos. Depois, a amostra foi seca em estufa a 80°C durante 12 horas, para obter o resíduo insolúvel (querogênio), que é pesado. Em um forno, ocorre a combustão em 1200°C, em que o carbono orgânico é convertido para CO_2 , liberando SO_2 . Um detector de condutividade térmica é utilizado para medir o COT e o enxofre. O

resultado é publicado em porcentagem de massa wt%. Para que uma rocha seja admitida com potencial de geradora, deve apresentar os valores superiores a 0,5%, determinado como baixo potencial gerador de hidrocarbonetos. Depósitos com médio potencial apresentam 0,5% a 1,0%; alto potencial varia entre 1,0% – 2,0%; muito alto entre 2% – 4% e excelente acima de 4% (Mendonça Filho *et al.* 2012, Peters & Cassa 1994).

2.7 PIRÓLISE ROCK – EVAL

A análise de pirólise *rock -eval* foi realizada no laboratório Actlabs – *Activation Laboratories Ltd*, situado em Ontário, no Canadá. A técnica de *pirólise rock-eval* simula em laboratório as condições paleoambientais de maturação da matéria orgânica, envolvendo processos de metagênese, catagênese e geração de hidrocarbonetos.

Cerca de 10 a 100 mg de amostras já pulverizadas e peneiradas a 0,177mm foram aquecidas progressivamente até 850°C, processo chamado de craqueamento. Utiliza-se o microforno *Rock Eval 6* da marca Vinci, com uma atmosfera, utilizando nitrogênio como gás carregador. Durante o craqueamento térmico do querogênio (matéria orgânica insolúvel, que libera hidrocarbonetos e gás carbônico), os valores são quantificados por um detector de ionização de chama (FID) e infravermelho, sendo os dados apresentados sob a forma de um pirograma em três picos distintos (S1, S2, S3), em diferentes faixas de temperatura e a T_{máx}.

O pico S1 (mgHC/g rocha) reflete a quantidade de hidrocarbonetos (betume) livres presentes na rocha analisada. O segundo pico, S2 (mgHC/g rocha), refere-se à quantidade de hidrocarbonetos gerados pelo querogênio durante o processo de pirólise. Por fim, o pico S3 (mgCO₂/g rocha) está relacionado à quantidade de CO₂ liberado pelo querogênio durante o seu aquecimento (Espitalie *et al.* 1986).

Outros parâmetros verificados durante a pirólise *Rock-Eval* são: Temperatura Máxima (T_{máx}), Índice de produção (IP), Índice de Hidrogênio (IH) e Índice de Oxigênio (IO). A T_{máx} é o valor de temperatura em que ocorre o máximo de geração de hidrocarbonetos, pelo craqueamento do querogênio, podendo ser usado como parâmetro de maturação. Rochas maduras apresentam T_{máx} entre 440 e 470°C. O IP é calculado pela relação $S1 / (S2 + S3)$, para indicar o avanço da maturação da matéria orgânica. Uma vez que, com a conversão do querogênio em petróleo, reduz-se a quantidade de S2 à medida que aumenta o S1. O IH é calculado a partir da razão $S2 / COT \times 100$ (mgHC/g de COT). Com estes valores encontrados, é possível determinar o potencial gerador e qual tipo de hidrocarboneto pode ser encontrado (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 - Potencial Gerador a partir do Índice de Hidrogênio (IH) e o S2

IH (mg HC/g de COT)	Potencial Gerador	S2 (mg HC/g Rocha)	Potencial Gerador
50 – 200	Gás	< 2	Baixo
200 – 300	Gás e condensado	2 – 5	Moderado
> 300	Óleo	5 – 10	Bom

Fonte: Espitalié *et al.* (1977).

O IO é calculado a partir da razão $S3/COT \times 100$ (mgCO₂/g de COT). Juntamente com o IH, possibilita a criação do diagrama tipo “Van Krevelen” para determinar a origem da matéria orgânica, como lacustre, marinha ou terrestre (Tabela 1.2) (Tissot & Welte 1984).

Tabela 1.2 - Relação entre o tipo de querogênio

Querogênio	IH (mg HC/g de COT)	IO (mg CO₂/g de COT)	Origem
Tipo I	> 600 – 700	<100	Lacustre
Tipo II	400 – 700	< 100	Marinha
Tipo III	< 300	> 100 – 200	Terrestre
Tipo IV	< 50		

Fonte: Modificado de (Espitalié *et al.* 1977 e Rodrigues 1995).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

O termo Bacia Araras – Alto Paraguai se refere à instalação das bacias intracratônicas de margem passiva, nas quais se instalaram mares epicontinentais, que possibilitaram a deposição de sedimentos carbonáticos em ambiente de plataforma (Grupo Araras), que evoluíram para plataforma siliciclástica (Grupo Alto Paraguai), embasadas pelo Grupo Cuiabá.

3.1 BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI

O Grupo Cuiabá corresponde as rochas mais antigas que compõem a Bacia Araras-Paraguai. Inicialmente os sedimentos foram depositados em um ambiente geotectônico do tipo rifte, que evoluiu para uma margem passiva com influência glacial (Batalha 2017, Santos 2016, Tokashiki & Saes 2008). A idade máxima de deposição é de 923 Ma, baseada na datação U-Pb em zircão detrítico (Batalha 2017). Foi formado por depósitos de leques submarinos associados a canais e depósitos turbidíticos (Tokashiki & Saes 2008). Segundo Santos *et al.* (2020), apenas as rochas do Grupo Cuiabá registram o evento compressional que originaram o cinturão Paraguai, com padrões estruturais transpressivos.

No final do Criogeniano, durante o Ciclo Brasileiro na colagem final de Gondwana, a colisão entre os blocos Amazônia, São Francisco-Congo e Rio de Plata culminou na criação da Faixa Paraguai em 528M.a. e na inversão de bacias oceânicas (Cordani *et al.* 2009, Li *et al.* 2013, 2008, Tohver *et al.* 2010). A bacia do Grupo Cuiabá passou por processos de inversão tectônica, soerguimento e erosão, e em seguida, passou a servir de embasamento à bacia intracratônica Araras-Alto Paraguai (Ediacarano-Cambriana). A transição entre Ediacarano-Cambriano é registrada pela presença de fósseis de *Cloudina* sp. e icnofácies *Skolithos* (Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2017, Warren *et al.* 2014).

O Grupo Cuiabá foi soerguido e tectonicamente exposto, ocorrendo erosão parcial. No Ediacarano, uma subsidência permitiu a instalação de mares epicontinentais e de uma bacia sedimentar, em que foram depositadas as rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai (Alvarenga *et al.* 2011, Cordani *et al.* 2013a, 2013b, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2017).

A Formação Puga recobre, discordantemente o Grupo Cuiabá, tem idade criogeniana e sua origem está relacionada à Glaciação Marinoana. Esta formação é composta por pelitos, arenitos e diamictitos com clastos facetados de tamanhos e composições variadas, envoltos em uma matriz predominantemente argilosa (Nogueira *et al.* 2018). Sobreposto a Formação Puga, tem-se o Grupo Araras, que é composto por

depósitos carbonáticos de plataforma profunda a moderadamente profunda, influenciado por tempestades e sismos que passam para um sistema de planície de maré/sabkha.

Por fim, as rochas do Grupo Alto Paraguai (Cambriano-Ordoviciano) recobrem o Grupo Araras. Elas foram depositadas em um ambiente costeiro a marinho, influenciado por marés e ondas de tempestades que passam para um ambiente fluvial, finalizando o preenchimento sedimentar da Bacia Araras-Alto Paraguai (Bandeira *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira & Riccomini 2006, Rudnitzki & Nogueira 2012). Esses mares epicontinentais mantiveram-se até o Cambriano superior, como sugere a presença da icnofácies *Skolithos*, na Formação Raizama, sobreposta ao Grupo Araras (Santos *et al.* 2017).

3.2 GRUPO ARARAS

O Grupo Araras, recobre os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga sendo dividido da base para o topo: Formação Mirassol d'Oeste (capa dolomítica), Formação Guia (a base desta formação constitui a capa calcária), acima desta, a Formação Serra do Quilombo (constituída por dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky* e brechas com cimento dolomitos), sobreposta a esta, marcando o topo do Grupo Araras está a Formação Nobres (descrita como dolomitos finos, dolomitos oolíticos, estromatólitos subordinados, além de brechas e ritmitos (arenitos/pelitos)) (Figura 3.1, Nogueira *et al.* 2018, 2007, Nogueira & Riccomini 2006, Sansjofre *et al.* 2014, Soares *et al.* 2020).

Na porção cratônica, registra-se uma das sucessões de capas carbonáticas marinoanas mais bem preservadas e completas do mundo, no sul do Cráton Amazônico: a Formação Mirassol d'Oeste (capa dolomítica) e Formação Guia. A origem deste conjunto de rochas é comumente associada aos eventos transgressivos pós-glaciação Marinoana (635 Ma), que correm em um ambiente de plataforma carbonática, de um mar epicontinental, sem análogos modernos. Seus afloramentos exibem todas as estruturas típicas desse período, como estromatólitos dômicos associados a estruturas tubulares, macropeloides, *megaripples*, leques de cristais de aragonita, além do sinal isotópico negativo de $\delta^{13}\text{C}$ (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007, Soares & Nogueira 2008).

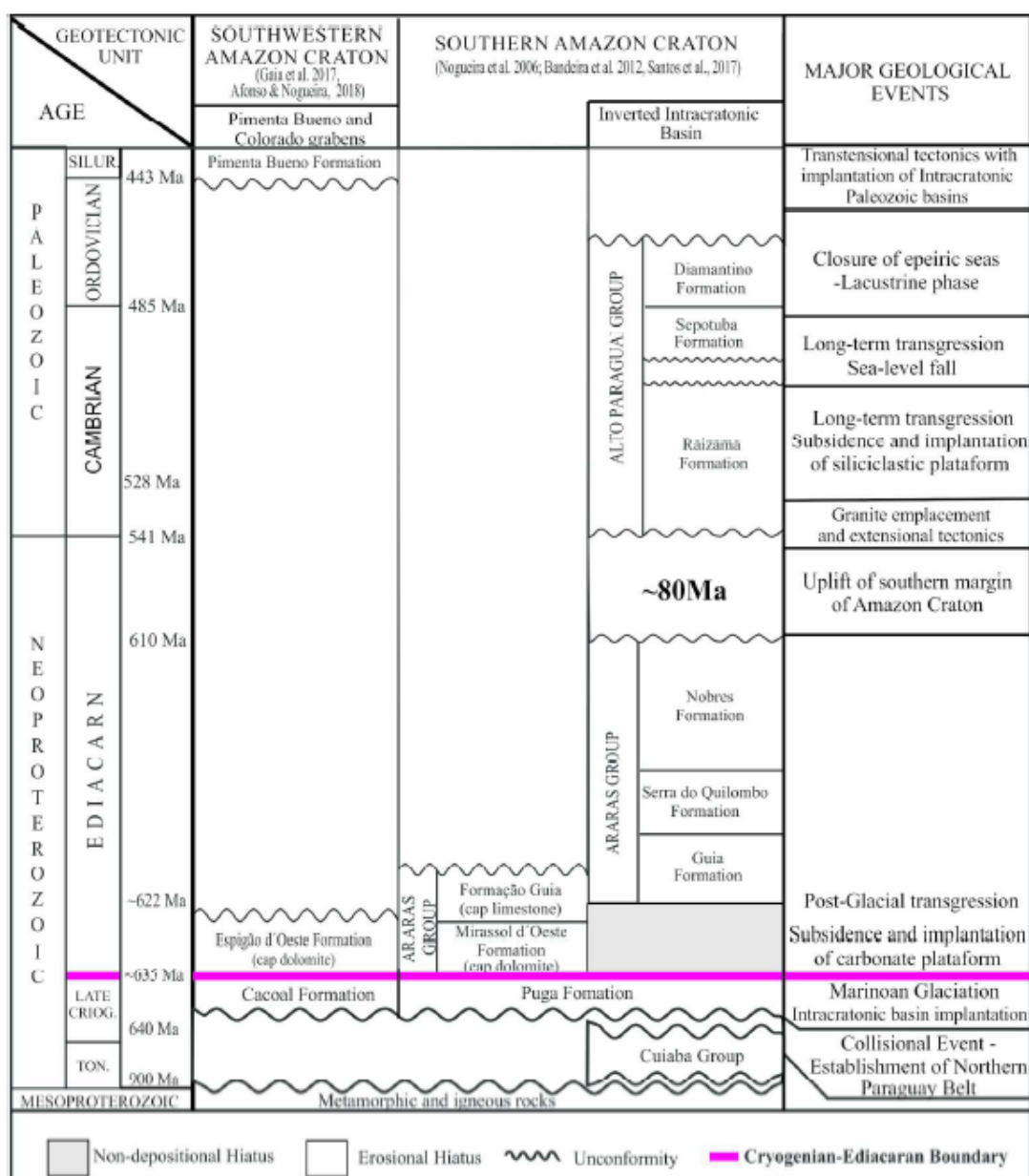


Figura 3.1 - Litoestratigrafia do Grupo Araras na porção sul do Cráton Amazônico, limite Criogeniano/Ediacarano. Extraído de Nogueira *et al.* (2018).

3.2.1 Formação Mirassol D' oeste

A Formação Mirassol d'Oeste compõe a base da capa carbonática Puga (*cap dolostone*), cujo depósito é o registro geológico das drásticas mudanças ambientais ocorridas pós-glaciação marinoana. É constituída por *dolograinstones* peloidais com laminação plano paralela e de baixo ângulo, estromatólitos (*doloboundstone*), estruturas em tubo, laminação cruzada cavalgante, megamarca ondulada de grande porte com raros leques de cristais de calcita (pseudomorfos a partir da aragonita), dolomito fino e dolomito com peloides de coloração rosa (Soares *et al.* 2020, Soares & Nogueira 2008). O contato com os diamictitos glaciais da Formação Puga é brusco, irregular e ondulado, com

evidências de deformações plásticas atribuídas a eventos de *rebound* isostático, pós-glaciação Marinoano (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2018, Nogueira & Riccomini 2006).

Na região de Mirassol do Oeste, Babinski *et al.* (2006), por meio do método Pb-Pb, obtiveram idade isotópica de $627\text{Ma} \pm 32\text{Ma}$ interpretada como idade deposicional desses carbonatos. Ainda nos arredores dessa cidade, razões isotópicas, a partir de dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, feitas por Nogueira *et al.* (2007), encontraram valores de 0.707 para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Formação Mirassol do Oeste. Na cidade de Tangará da Serra (MT), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são 0.7071-0.7073, que é compatível com a curva de estrôncio global referente ao final da glaciação Marinoana (Figueiredo, 2010, Romero *et al.* 2013).

3.2.2 Formação Guia

Juntamente com a Formação Mirassol d'Oeste, a base da Formação Guia constitui a Capa Carbonática Puga (*cap cemenstone limestone*) sobre o Cráton Amazônico. A Formação Guia consiste em pelitos, calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas que passam lateralmente para calcários finos com laminação quasi-planar e ondulada, e são sobrepostos por calcários finos, *cemenstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) intercalados com folhelhos (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2018, Soares *et al.* 2020, Soares & Nogueira 2008).

Na Bacia Araras-Alto Paraguai, os depósitos da Formação Guia encontram-se bem expostos, lateralmente contínuos e com empilhamento de aproximadamente 200 m. Ela é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação (Brelaz 2012, Nogueira & Riccomini 2006).

É a única unidade do Grupo Araras que não está totalmente dolomitizada. Na região de Tangará da Serra, a dolomitização afetou principalmente os primeiros níveis calcários da Formação Guia, tendo como origem do fluido os mesmos que dolomitizaram a Formação Mirassol d'Oeste (Soares *et al.* 2020). Na região de Cáceres, Nobres e Nossa Senhora da Guia, brechas dolomíticas se destacam em meio aos perfis de carbonatos e folhelhos, além de serem classificadas como pertencentes ao sistema petrolífero não-convencional denominado de Araras. A Formação Guia constitui a rocha geradora e reservatório deste sistema e os dolomitos da Formação Serra do Quilombo representam a rocha selante (Bezerra Júnior 2018, Brelaz 2012).

Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a Formação Guia na região de Nobres iniciam em torno de -5‰ e desenvolvem uma trajetória positiva, até valores próximos de 0‰ , com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -3 e -10‰ . Em direção ao topo da Formação Guia, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ tendem a ser negativos até atingir -3‰ e $\delta^{18}\text{O}$ em torno de -8‰ , no topo da unidade (Figueiredo 2010). Em Mirassol d'Oeste, dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, variam de $\delta^{13}\text{C}$, em torno de -5‰ . A porção em direção ao topo da Formação Guia apresenta uma tendência homogênea de isótopos de C, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de $-2,5$ a -1‰ . Os resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam valores de -6.0‰ a -1.3‰ para a Formação Guia, respectivamente (Alvarenga *et al.* 2008, Nogueira *et al.* 2007).

3.2.3 Formação Serra do Quilombo

A Formação Serra do Quilombo é interpretada como depósitos oriundos de plataforma rasa a profunda, com influências sísmicas e tempestades. Ela é composta predominantemente por dolomitos finos maciços a laminados, dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*, dolomitos arenosos/oolíticos com laminações produzidas por ondas e brechas dolomíticas cimentadas e/ou com matriz. O contato basal com a Formação Guia é gradual e marcada por um intenso fraturamento entre os dolomitos e calcários (Milhomem Neto *et al.* 2013, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006).

3.2.4 Formação Nobres

Os depósitos da Formação Nobres correspondem a *dolopackstones* intraclásticos, dolomitos arenosos, estromatólitos estratiformes a dômicos e rugosos e moldes evaporíticos, além de arenitos e pelitos, interpretados como de planície de maré/sabkha (Rudnitzki & Nogueira 2012). De forma discordante, as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai recobrem a Formação Nobres, topo do Grupo Araras (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006).

4 RESULTADOS

O artigo será submetido ao *The Journal of South American Earth Science*.

4.1 DIAGÊNESE E GEOQUÍMICA ORGÂNICA DOS CARBONATOS DE PLATAFORMA PROFUNDA DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE NOBRES-MT.

Cáio Silva dos Santos^a, Afonso César Rodrigues Nogueira^a, Pedro Augusto S. da Silva^a

^aPrograma de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil (santos.caio.csds@gmail.com; anogueira@ufpa.br; pedro.silva@ig.ufpa.br)

Resumo: Depósitos carbonáticos ediacaranos são encontrados na cidade de Nobres, estado de Mato Grosso, como evidências de um evento de *long-term transgressive*, caracterizado pela deposição de camadas de carbonatos intercalados com folhelhos negros representativos da Formação Guia. Estas rochas estão sobrepostas aos diamictitos glaciais da Formação Puga, relacionada com glaciação marinoana de 635 Ma, e estão distribuídos sob o embasamento metamórfico da bacia Araras-Alto Paraguai. O registro sedimentar da Formação Guia foi representado em um perfil estratigráfico de 350m, onde foram analisadas 23 lâminas petrográficas e coletadas amostras para geoquímica orgânica. Foram identificadas 6 microfácies, representativo de mar epicontinental, agrupados em uma única associação de fácies, plataforma profunda, constituída por: *Lime-mudstone* betuminoso, massivo e rico em grãos terrígenos, folhelhos negros, brechas carbonáticas e deformadas. Dados de mineralogia mostram que os *lime-mudstone* são formados, principalmente, por calcita e quartzo. Os folhelhos, são compostos por quartzo, feldspato, ortoclásio, albita, muscovita, pirita, clinocloro, caolinita e gipsum (<1,0%). Essas rochas foram intensamente afetadas por processos diagenéticos, como: *aggrading neomorphism*, maturação da matéria orgânica, compactação física, cimentação de calcita espática, dolomitização, compactação química e migração de hidrocarbonetos. A maturação da matéria orgânica gerou fluidos capazes de dissolver a matriz, criando poros vugs. Estes poros, juntamente com fraturas, foram cimentados por calcita espática, que ocasionou uma diminuição no espaço poroso que, nestas rochas, tem uma média de somente 1,3%. A dolomitização afetou as rochas em três eventos: o primeiro ocorreu com a passagem do fluido pelas fraturas, alterando a rocha, o segundo evento foi substituição da matriz, somente depois disso a fratura foi preenchida por calcita espática. O terceiro momento é a formação de cristais de *saddle dolomite* que ocorrem associados com hidrocarbonetos preenchendo porosidade vugular. Hidrocarbonetos são encontrados preenchendo fraturas e vugs, alcançando valores de até 1,6%. De acordo com dados geoquímicos e da composição de óxidos, estas rochas são

consideradas pouco alteradas por intemperismo. O alto teor de CaO (56,20%), baixo Al₂O₃ (0,07) e razões de Mg/Ca, Mn/Sr, Fe/Sr, Ca/Sr, Sr/Ba indicam baixa dolomitização dos carbonatos. Alguns elementos traços, como S, Mn, Fe, Zn, Sr, Cd, Ba e Pb, analisados por EDS no micrito, são considerados impurezas resultantes do transporte eólico de minerais como muscovita e feldspato potássico. A análise da matéria orgânica através do carbono orgânico total (COT) e pirólise *Rock-eval* exibem valores menores que 1%, baixos valores de hidrocarbonetos livres (S1) e baixo potencial gerador (S2). A temperatura máxima de pirólise indica que os carbonatos são imaturos. Os valores de índice de hidrogênio e oxigênio sugerem querogênio tipo IV, constituído por matéria orgânica oxidada com evolução termal imatura. A oxidação ocorreu durante o soerguimento da bacia, no qual as rochas foram expostas.

Keywords: Carbonatos ediacaranos; Sequência diagenética; Carbono Orgânico Total. Hidrocarbonetos

4.2 INTRODUÇÃO

Depósitos carbonáticos pós-glaciação Marinoana são amplamente estudados ao longo do Neoproterozoico da Bacia Araras-Alto Paraguai (Alvarenga *et al.* 2011, 2008, 2004, Alvarenga & Saes 1992, McGee *et al.* 2013, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2018, Nogueira & Riccomini 2006, Romero *et al.* 2013, Rudnitzki & Nogueira 2012, Sansjofre *et al.* 2014, Souza 2015), caracterizando uma ampla sequência transgressiva de rochas carbonáticas, representada pelas unidades basais do Grupo Araras: Formação Mirassol d'Oeste, registro da capa carbonática Puga (Font *et al.* 2010, Hoffman *et al.* 2017, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2021, Soares *et al.* 2020, Soares & Nogueira 2008) e da Formação Guia, uma plataforma carbonática profunda, ambas de idade cryogeniana (Romero *et al.* 2013, Babinski *et al.* 2006). Ao longo desta sucessão transgressiva, a deposição carbonática permaneceu constante, entretanto, modificações paleoambientais e diagenéticas, como o aprofundamento da plataforma, mar enriquecido em aragonita, condições de anoxia e estagnação, além de expressivo registro de calcários dolomitizados, ocorrem ao longo da Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho.

A plataforma carbonática Guia possui influência de onda e maré, ciclos de raseamento ascendente, escassos terrígenos, matéria orgânica preservada e ampla sedimentação carbonática lateralmente contínua por centenas de metros associada a um mar epicontinental (Bezerra Júnior 2018, Brelaz 2012, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2020, Soares *et al.* 2020). Dados paleoambientais, diagenéticos, isotópicos e geoquímicos

são extensamente estudados nas regiões de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007, Soares & Nogueira 2008, Hidalgo *et al.* 2008, Nogueira *et al.* 2019, Soares *et al.* 2021). Contudo, novas exposições da unidade, ao longo da região de Nobres, estado de Mato Grosso (Figura 4.1 A), carecem de dados do contexto deposicional, dos eventos diagenéticos e da preservação da matéria orgânica no contexto da plataforma carbonática Guia. Dessa forma, este trabalho pretende discutir estes dados e tecer informações paleoambientais e diagenéticas, bem como discutir a potencialidade destas rochas do Sistema Petrolífero Araras na região.

4.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia Araras-Alto Paraguai está localizada a sudeste do Cráton Amazônico, foi formada a partir de esforços tectônicos iniciados no ciclo Pan-Africano Brasileiro e assenta-se sobre o Grupo Cuiabá (Nogueira *et al.* 2019). A história de sedimentação da bacia iniciou-se durante o Ediacarano-Cambriano, com os depósitos glaciais da Formação Puga, de idade Marinoana, e é composta por arenitos e diamictitos com matriz argilosa (Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007). Acima da Formação Puga está sotoposta pelos carbonatos do Grupo Araras constituídas pelas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Almeida 1964, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007).

A Formação Mirassol d'Oeste é formada por *Dolomudstone* peloidal rosa, *Tubestones*, *Dolopackstone* com megamarcas onduladas, além de estromatólitos gigantes, e juntamente com a porção basal da Formação Guia, representam a capa carbonática pós-Marinoana interpretada como plataforma rasa a moderadamente profunda (Soares *et al.* 2020, Santos *et al.* 2021). A Formação Guia consiste em *Cementstone*, *Lime-Mudstone*, Margas, Folhelhos betuminosos e Brechas, associada à plataforma profunda supersaturada em CaCO_3 (Nogueira & Riccomini 2006, Soares *et al.* 2020). A Formação Serra do Quilombo compreende dolomitios maciços a laminados, doloarenitos com estratificação cruzada *hummocky*, dolomitios arenosos/oolíticos com marcas onduladas e Brechas cimentadas com matriz dolomítica, que representam uma plataforma moderadamente profunda dominada por onda. A Formação Nobres corresponde a *dolopackstone* intraclásticos, dolomitios arenosos, dolomito fino com pseudomorfos de evaporitos, estromatólitos estratiformes, e estromatólitos dômicos, interpretados como planície de maré/sabkha (Rudnitzki & Nogueira 2012).

Após a deposição do Grupo Araras, houve o soerguimento da margem do Cráton Amazônico por cerca de 30 Ma, resultando em erosão marcada por uma discordância entre rochas silicilásticas do Grupo Paraguai e a Formação Nobres. O preenchimento sedimentar é encerrado pelo Grupo Alto Paraguai, representado pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (Almeida 1964, Silva Jr *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2013).

4.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos analíticos incluíram a coleta sistemática de 23 amostras em perfil estratigráfico, seguindo pela análise de fácies proposta por Walker (1992), a qual consiste no reconhecimento e individualização das fácies sedimentares, no entendimento dos processos de formação das fácies, e na associação de fácies cogenéticas para determinação do paleoambiente. A classificação das microfácies carbonáticas seguiu as nomenclaturas propostas por Dunham (1962) e Wright (1992), enquanto as brechas foram baseadas na classificação de Laznica (1989). Ambas as rochas seguiram o procedimento de contagem de 300 pontos para a determinação do percentual de constituintes. Essas amostras foram tingidas com uma solução combinada de Alizarina vermelho S e Ferrocianeto de potássio, de acordo com Dickinson (1965), para distinção de calcita/dolomita e calcita ferrosa/calcita magnesiana, respectivamente. Foram agrupadas em microfácies carbonáticas de acordo com Flügel (2010), que pondera os aspectos texturais dos grãos e feições diagenéticas como: cimentação, compactação e porosidade.

Para a análise de difração de raios-x (DRX), fluorescência de raios-x (FRX), carbono orgânico total (COT) e pirólise *Rock-Eval*, foram pulverizadas 20 amostras de carbonatos até atingir a granulometria de 0,0063 mm. As análises de DRX e FRX foram feitas com cerca de 20g de pó de rocha cada, e foram realizadas no Laboratório de Caracterização Mineral (LMC), setor raios-x e setor de análises da UFPA. Para TOC e pirólise *Rock-Eval*, cerca de 25g de pó de rocha foram analisadas no Actlabs – *Activation Laboratories Ltd*, de acordo com a metodologia de Espitalié *et al.* (1977). As amostras foram tratadas com ácido clorídrico (50%) a 60°C por 6h, para remover os componentes carbonáticos e determinar o total de carbono orgânico total. A pirólise *Rock-Eval* ocorreu em temperaturas entre 300 – 550°C com o aumento de 25°C/min, e os resultados foram publicados em porcentagem de massa (wt%).

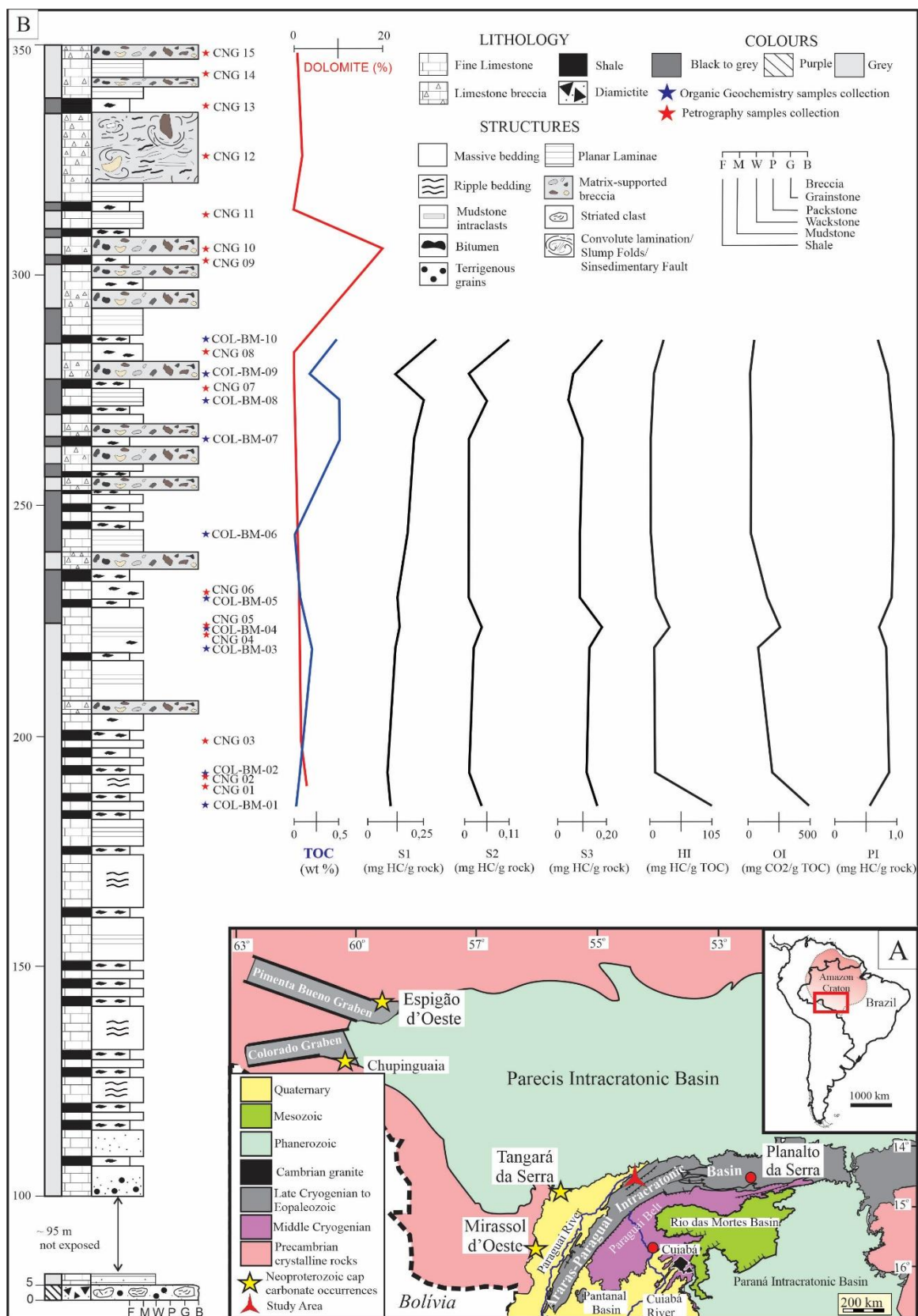


Figura. 4.1 – Localização e exibição da Formação Guia na área de estudo. A – Mapa geológico simplificado do sudeste do Cráton Amazônico com ocorrência as capas carbonáticas (Modificado de Nogueira *et al.* 2019); B – Perfil estratigráfico na mina COPACEL, afloramento em Nobres, exibindo intervalo de coleta das amostras de petrografia, TOC e pirólise.

4.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.5.1 Associação de microfácies

A área de estudo concentra-se nas frentes de lavra da mina COPACEL, em um ponto de análise com seções expostas em cortes de lavra com cerca de 400m de altura. A coleta sistemática foi realizada para geoquímica e confecção das lâminas, assim como resultou na determinação de seis microfácies carbonáticas agrupadas na associação de fácies de plataforma profunda (Tabela 4.1: *Lime-mudstone* com terrígenos (Lt), *Lime-mudstone* betuminoso (Lb), *Lime-mudstone* maciço (Lm), Folhelho carbonático (Fc), *Lime-Mudstone* Brechado (Lbc) e Brecha deformada (Bd). A petrografia das microfácies permitiu quantificar os constituintes de acordo com a contagem, sumarizados na tabela 4.2.

Tabela 4.1 – Microfácies sedimentares, estruturas/descrição e processos ocorridos na Formação Guia.

Fácies/microfácies	Descrição/Estruturas Sedimentares	Processos Sedimentares
<i>Lime-mudstone com terrígenos (Lt)</i>	Camadas tabulares métricas de <i>lime mudstone</i> bege, separadas por finas camadas de folhelhos. Possui matriz micrítica, grãos terrígenos disseminados por toda microfácies, juntamente com opacos, cimento de calcita espática preenchendo poros e fraturas. Dolomitas em maioria são xenotópicas, com raros cristais romboédricos. Estilólitos concentram quartzo, feldspato e micas detríticas.	Precipitação química carbonática com esporádico influxo de grãos terrígenos.
<i>Lime-mudstone maciço (Lm)</i>	<i>Lime-mudstone maciço (Lm)</i> cor bege, constituído por calcítica micrítica, poros vug, dolomitas anédricas, quartzo, feldspato e micas.	Precipitação química carbonática em ambiente de baixa energia.
<i>Folhelho carbonático (Fc)</i>	Camadas lenticulares milimétricas com laminação plano paralela e betume, intercalados com Lm. Composta por minerais terrígenos, dispersos em matriz dolomítica e pirita.	Deposição a partir de suspensão. em ambiente anóxico de baixa energia.
<i>Lime-mudstone betuminoso (Lb)</i>	<i>Lime-mudstone betuminoso (Lb)</i> cinza claro, formado por matriz micrítica, poros vugs, e cimento de calcita espática. Minerais terrígenos disseminados de quartzo, feldspato e micas chegam a 1%. Dolomitas xenotópicas substituem a matriz. Hidrocarbonetos preenchem espaço poroso.	Precipitação química carbonática em ambiente anóxico de baixa energia. Concentração de matéria orgânica.
<i>Lime-Mudstone Brechado (Lbc)</i>	Brecha calcária cor cinza, localizada entre duas camadas não deformada de <i>mudstone</i> e folhelho. Composta por intraclastos tabulares e arredondados de <i>lime mudstone</i> variando entre 2mm e 2,3 cm de tamanho, sustentado pela matriz micrítica, espaço poroso preenchido por cimento espático, dolomitas anédricas dispersas na matriz e quartzo.	Alta produção de carbonatos que excede o espaço de acumulação em um substrato levemente inclinado gerando colapso.
Brecha deformada/ <i>Floatstone (Bd)</i>	Brecha calcária deformada com camadas de até 13 m de espessura, localizada entre duas camadas não deformadas de <i>mudstone</i> e shale. Constituídas por clastos de <i>lime mudstone</i> angulosos, retangulares dispostos caoticamente na matriz., grãos terrígenos e dolomitas dispersos na matriz, porosidade total cimentada por calcita espática. Em afloramento, é possível visualizar laminação convolutas, falhas normais sinsedimentares, fraturas, dobras e camadas deformadas. A laminação convoluta mostra dobras sinformais e antiformais bem acentuadas	Alta produção de carbonatos que excede o espaço de acumulação em um substrato levemente inclinado gerando colapso. Relacionada com escorregamento.

O contato entre a base da Formação Guia e o topo da Formação Puga ocorre de maneira regular, seguido por estratos tabulares e monótonos de calcários, intercalado com folhelhos negros sob diamictitos glaciais, seguido de uma não exposição de rochas. A frente de lavra é lateralmente contínua por centenas de metros, compostos por calcários finos maciços, betuminosos, intercalados com folhelhos e subordinadamente brechas no topo da sucessão (Figura 4.1B).

A análise petrográfica dos carbonatos permitiu identificar os tipos de grãos, cimento, minerais autigênicos e poros (Tabela 4.2). Com base na contagem de 300 pontos, foi possível nomear os carbonatos segundo a proposta de Dunhan (1969), e as brechas segundo Laznica (1989).

Tabela 4.2 – Constituintes principais das microfácies descritas

Amostras	Microfácies	Matriz (%)	Dolomita (%)		Cimento (%)	Terrígenos (%)			Pirita	Intraclastos	Porosidade		Hidrocarbonetos	Classificação de Dunhan
			Anedral / subeudral	Euhedral		Quartzo	Feldspato	Mica			Fraturas	Vugular		
CNG 1	Ltg	91.8	2.6	-	--	4.4	0.9	0.3	-	-	-	-	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 2	Ltg	92.4	2.0	-	0.2	4.7	0.3	-	-	-	-	0.4	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 3	Ltg	91.2	1.3	0.3	1.9	2.7	0.6	-	-	-	1.7	0.3	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 4	Lb	93.7	0.6	-	1.3	0.6	0.3	-	-	-	2.6	-	0.9	<i>Lime mudstone</i>
CNG 5	Lm	96.3	0.9	-	0.3	1.9	-	-	-	-	0.6	-	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 6	Lm	95.2	1.7	0.3	0.6	0.6	-	0.3	-	-	-	1.3	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 7	Lb	92.9	-	-	2.6	0.6	-	0.3	-	-	1.3	2.0	0.3	<i>Lime mudstone</i>
CNG 8	Lm	95.6	-	-	1.2	1.3	-	-	-	-	1.9	-	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 9	Cs	59.7	-	-	-	22.6	10.8	3.6	3.3	-	-	-	-	<i>Shale</i>
CNG 10	Lbc	90.3	2.6	1.0	1.3	0.9	0.6	-	-	1.9	1.4	-	-	<i>Lime mudstone Breccia</i>
CNG 11	Lm	97.8	-	-	0.9	-	-	-	-	-	1.3	-	-	<i>Lime mudstone</i>
CNG 12	Bd	92.1	1.5	0.3	1.3	1.4	0.9	-	-	0.6	0.9	1.0	-	<i>Floatstone</i>
CNG 13	Cs	57.5	-	-	-	25.9	11.1	3.3	2.2	-	-	-	-	<i>Shale</i>
CNG 14	Lb	92.3	1.3	-	1.5	1.0	-	0.3	-	-	2.0	-	1.6	<i>Lime mudstone</i>
CNG 15	Lbc	90.9	1.9	-	1.6	1.4	0.6	-	-	2.3	1.3	-	-	<i>Lime mudstone Breccia</i>

4.5.1.1 Plataforma Profunda

A microfácies *Lime-Mudstone* com terrígenos (Ltg) corresponde a *lime-mudstone* com marcas onduladas (assimétricas, $\lambda = 15$ a 30cm , $H = 4\text{cm}$), cor cinza claro, contendo grãos terrígenos disseminados, que apresentam continuidade lateral de algumas dezenas de metros. Ocorre a concentração de grãos terrígenos impregnadas por oxi - hidróxido de ferro e/ou matéria orgânica. Localmente, ocorrem truncamentos nas marcas onduladas com cristas angulosas a sinuosas.

A microfácies Ltg apresenta coloração bege e granulação fina (Figura 4.2A). Constituída por matriz calcítica afetada por *agggrading neomorphism*, calcita microespática variando de 5 a 15 μm de tamanho (91,8%) e cimento de calcita espática de granulação grossa chegando a 250 μm (0,7%), preenchendo poros vug (0,8%) e fraturas (Figura 2C). O cimento de calcita espática tem granulometria grossa, com cristais subédricos. Ao microscópio óptico, é perceptível cristais com clivagem romboédrica, com duas direções que formam um ângulo de 120°. Quando observada em nicóis cruzados, exhibe maclas (geminção) de forma retilíneas paralelas, mas com poucas cores (Figura 4.2C e 4.8A).

Estilólitos irregulares de baixa amplitude são visíveis devido a concentração de argilas e quartzo detrítico nos planos de dissolução. Dolomitas hipidiótópicas (2,0%) de hábito granular, cor de interferência creme de quarta ordem, medem entre 10 μm a 30 μm e substituem a matriz, apresentam textura *dirty cloud*, bem como a maioria dos cristais tem face curva e não apresentam clivagem (Figura 4.2D). Sub catodoluminescência é possível identificar dolomitas romboédricas de luminescência vermelha (Figura 4.2 B).

Grãos detríticos (4,6%) ocorrem em maiores quantidades nesta microfácies, mas nas demais não ultrapassam 1% e estão dispersos por toda microfácies, juntamente com opacos (< 0,1%). Os grãos de quartzo são monocristalinos, angulosos e subarredondados extinção ondulante, medindo 20 μm a 70 μm . Os grãos de quartzo terrígenos exibem luminescência azul escura, enquanto os grãos de quartzo autigênicos são não-luminescente (Figura 4.2B). Os feldspatos potássicos encontram-se dispersos na matriz micrítica, com tamanho variando entre 10 μm e 40 μm , são angulosos e subarredondados. Têm aspecto levemente turvo, maclas alteradas e bordas corroídas assim como luminescência amarela são visíveis devido a concentração de argilas e quartzo detrítico nos planos de dissolução (Figura 4.2B). As muscovitas têm hábito tabular, subédrica, com pleocroísmo de cor avermelhada-rosa, clivagem perfeita em uma direção, extinção ondulante e estão em menor quantidade. Em todas as microfácies são subangulosas, e chegam a 30 μm .

A microfácies *Lime-mudstone* Maciço (Lm) é constituída por calcita micrítica (96%, Figura 4.3A) de luminescência vermelha (Figura 4.3B). A porosidade total nesta microfácies é de cerca de 1,2% e alguns poros vug são cimentados por calcita espática (0,8%). Dolomitas (0,7%) não-planares de hábito granular, com textura *dirty cloud*, medem 10 μm , e substituem parcialmente a matriz e cimento. Os grãos terrígenos de quartzo apresentam menores quantidades (<1,0%) nesta microfácies do que na Ltg e variam de arredondados a subangulosos, enquanto cristais autigênicos são arredondados, ambos com

tamanho variando entre 10 e 50 μm . Feldspatos potássicos são subangulosos, com bordas levemente corroídas, de tamanho entre 10 e 30 μm . As muscovitas têm hábito lamelar, subbédricas, extinção ondulante e cor de interferência de quarta ordem, e podem chegar a até 30 μm .

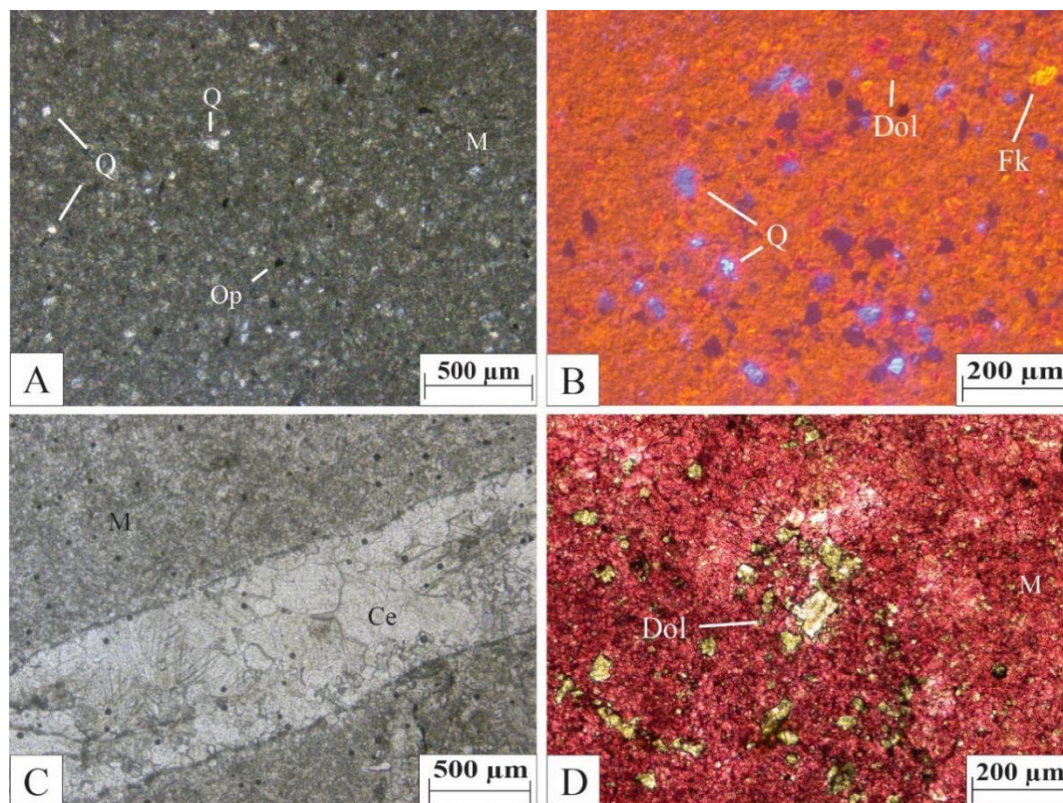


Figura 4.2 – Microfácies *Lime-Mudstone* com terrígenos (Ltg). – Fotomicrografia em luz natural, matriz (M), grãos de quartzo detríticos (Q) e minerais opacos (Op), de granulometria areia fina a silte; B - Imagem de catodoluminescência, a luminescência vermelha é dolomita (Dol), grãos azuis são quartzo detrítico (Q), os grãos não-luminescentes são quartzo autigênico e os grãos amarelos são possivelmente feldspato potássico (kf), dispersos na matriz; C - Imagem em luz natural, mostrando Calcita espática (Ce), preenchendo fratura; D – Imagem de lâmina tingida com Alizarina vermelha-S, dolomita de substituição, toma o lugar da matriz.

A microfácies Folhelhos Calcítico (Fc) é composta por minerais terrígenos (Figura 4.3C e D) dispersos em matriz dolomítica (58,6%), parcialmente neomorfizada (Figura 4.3A e B). Os minerais terrígenos (38,5%) têm granulometria silte a areia fina e correspondem a grãos de quartzo, lamelas de muscovitas, por vezes levemente dobradas, e grãos de feldspato. Os poros são intergranulares (0,5%) e não são conectados, onde se acumulam hidrocarboneto (betume). Os planos de dissolução apresentam concentração de argilas, grãos de quartzo e pirita (2,4%) de tamanho 15 μm ocorrem de maneira disseminada.

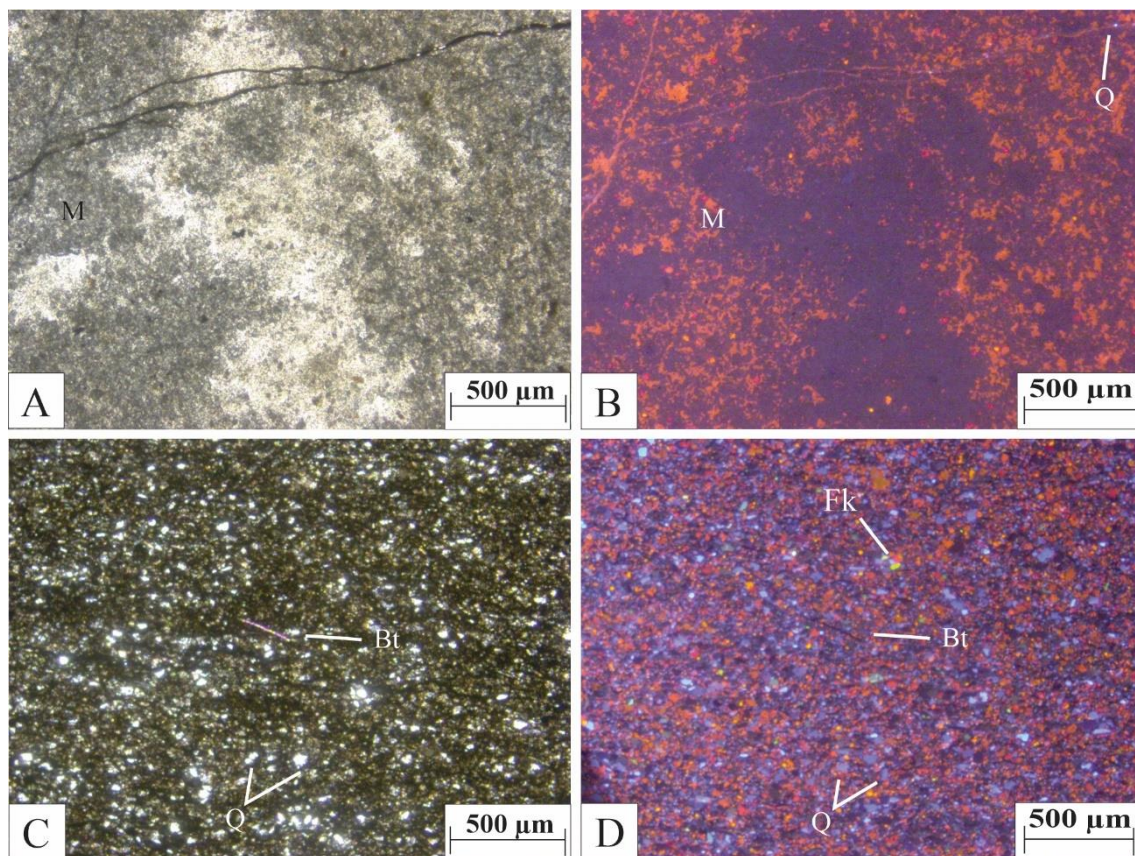


Figura 4.3 - Microfácies *lime mudstone* maciço (Lm). A – Cor cinza escura da matriz visto em luz natural; B – Mesma imagem de A, mas vista em catodoluminescência, matriz com luminescência vermelha e a porção não-luminescente indica neomorfismo. Quase toda a microfácies é formada por micritto com baixa quantidade de quartzo detritico (Q); C - Folhelho Calcítico (Fc) visto em luz natural, exibindo grãos de quartzo (Q), Biotita (Bt) em meio a matriz dolomítica; D – Imagem C vista sob catodoluminescência, exibindo quartzo detritico (Q) com luminescência azul, os não-luminescentes são biotitas, luminescência amarela são feldspato potássico (Kf).

A microfácies *Lime-mudstone* betuminoso (Lb) tem coloração cinza clara e é constituída por calcita microcristalina (93%) afetada por neomorfismo agradacional, com os cristais da matriz variando de 4 a 20 μm . Calcita espática (1,8%) na forma de cimento de granulação média a grossa, chegando a 300 μm , preenche fraturas. Os cristais são subédricos a anédricos, às vezes exibem clivagem romboédrica em duas direções e maclamento, e o cimento em poros vug não tem clivagem e maclas. Dolomitas (0,7%) ocorrem em mosaicos xenotópicos que medem 10 μm , apresentam textura *dirty cloud* com raros cristais romboédricos, alguns apresentam faces retas, mas a maioria tem faces curvas de hábito granular. Os grãos terrígenos (0,9%) são quartzo, feldspato e micas. Quartzo são monocristalinos, subangulosos e moderadamente selecionados com extinção reta e raramente ondulante, com tamanho entre 20 a 50 μm . Os grãos de feldspatos são de difícil identificação, sendo essa facilitada pela catodoluminescência, onde os feldspatos exibem luminescência amarela. O tamanho varia entre 60 μm e 80 μm , angulosos e subarredondados. As micas apresentam hábito lamelar, subédricas, extinção ondulante e

podem chegar até 50 μm . Os poros intercrystalinos (2,7%) estão totalmente preenchidos por hidrocarbonetos e poros vugs cimentados por calcita espática de até 500 μm de tamanho. Os hidrocarbonetos representam 0,9% do arcabouço da rocha e ocorrem preenchendo poros vugs e intercrystalinos (Figura 4.4A).

A microfácies Brecha deformada (Bd) em afloramento apresenta feições como laminações convolutas, falhas normais sinsedimentares, fraturas, dobras e camadas deformadas. Visto no microscópio óptico, possui cor marrom claro, apresenta clastos de lime-mudstone suportada pela matriz, que passa por neomorfismo agradacional. Os intraclastos têm limites lobatos/saturados, são sub-angulosos a angulosos, tabulares e deformados de diversos tamanhos, variando milímetros a centímetros, não orientados. Aparentam estar rotacionados destralmemente, de modo que levou à inclinação e verticalização de alguns deles. A maior concentração de minerais terrígenos está nos planos de estilólitos, juntamente com minerais micáceos (Figura 4.4B). Os estilólitos não apresentam grande amplitude e são do tipo serrilhados.

A microfácies *Lime-mudstone* brechado (Lbc) compreende brechas monomíticas, sustentadas por matriz micrítica (90,6%). Os clastos de lime mudstones (2,1%) não apresentam orientação, o tamanho varia de 2 milímetros a 2,3 centímetros, e são, em sua maioria, tabulares (Figura 4.4C e 4.4D). Em algumas porções da lâmina, não é possível distinguir entre clasto e matriz, devido ao elevado grau de homogeneização. A matriz micrítica exibe feições de neomorfismo com porções de microesparito e pseudoesparito, este último formando um mosaico xenotópico. Cimento de calcita espática (1,4%) é encontrado preenchendo fraturas e poros vug (1,3%). Cristais de dolomita (2,8%) estão dispersos na matriz, próximos a feições de dissolução. Os minerais terrígenos (1,8%) encontrados são quartzo e feldspato bem selecionados e subangulosos dispostos em planos de estilólitos.

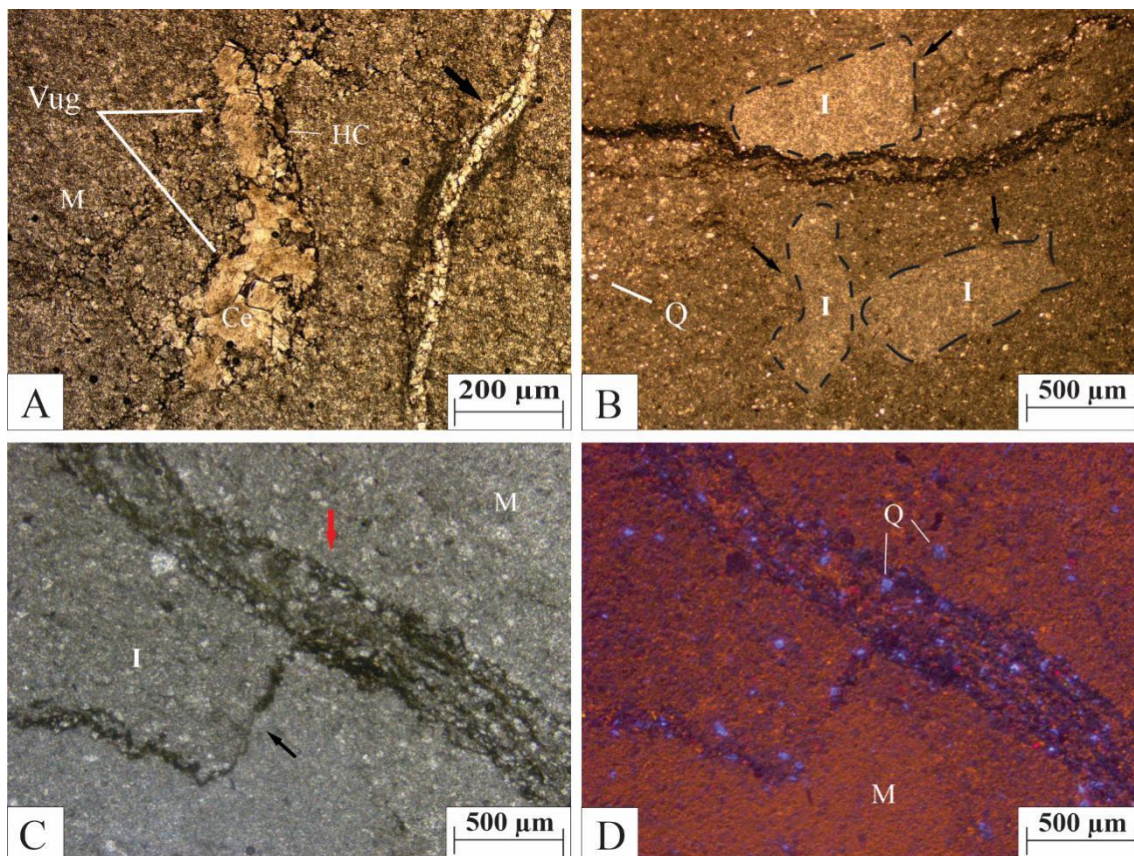


Figura 4.4 – Microfácies carbonáticas; A - Microfácies *Lime-Mudstone* betuminoso (Lb), mostrando o neomorfismo do micrito (M), porosidade vug e fraturas cimentadas por calcita espática (Ce) e preenchidas por hidrocarbonetos (HC); B – Brecha deformada (Bd) rica em grãos de quartzos (Q), intraclastos (I, indicados pela seta preta) de diferentes formas e bordas curvas; C- Fotomicrografia em luz natural da microfácies *lime-mudstone* brechado (Lbc), os intraclastos (I) são tabulares e homogeneizados com a matriz (M) e delimitados por estilólitos; D – Imagem de catodoluminescência de C, mostrando a luminescência vermelha da matriz, os estilólitos são visíveis devido a concentração de material insolúvel, no caso por minerais de argila e quartzo (Q).

Os difratogramas (Figura 4.5A e 4.5B) mostram uma grande similaridade mineralógica entre as amostras de *lime-mudstone* e brechas, sendo a mineralogia mais distinta a amostra representativa da fácies folhelho carbonático. Os picos principais identificados em todas as amostras são: calcita ($d_{002} = 3,03 \text{ \AA}$); dolomita ($d_{004} = 2,89 \text{ \AA}$) e quartzo ($d_{002} = 3,34 \text{ \AA}$). Enquanto nos folhelhos são encontrados: ortoclásio ($d_{007} = 3,24 \text{ \AA}$); albita ($d_{022} = 3,19 \text{ \AA}$); muscovita ($d_{011} = 0,32 \text{ \AA}$); pirita ($d_{002} = 2,70 \text{ \AA}$); clinocloro (clorita) ($d_{002} = 7,09 \text{ \AA}$); caolinita ($d_{001} = 7,02 \text{ \AA}$); gypsum ($d_{002} = 2,57 \text{ \AA}$).

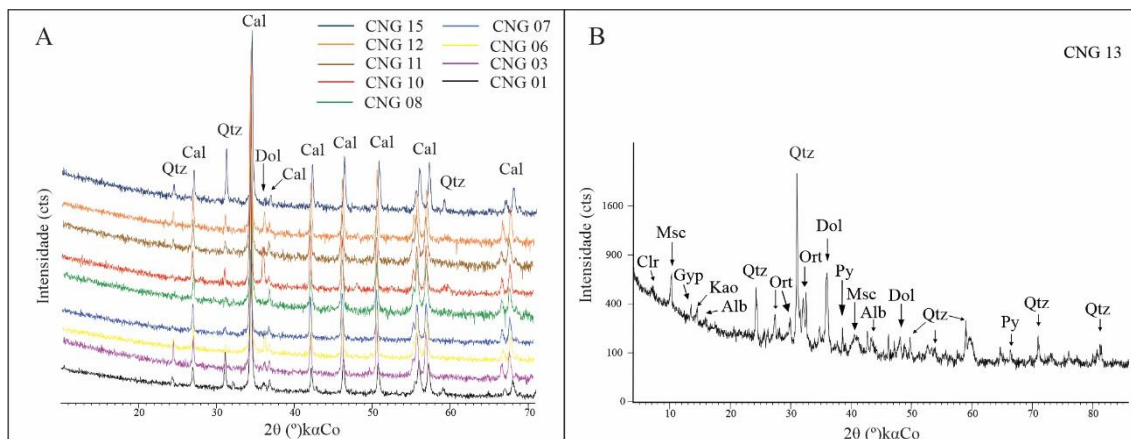


Figura 4.5 – Difractogramas de 9 amostras. A – Amostras das microfácies Ltg, Lm, Lb, Lbc e Bd; B – Amostra do folhelho carbonático (Fc). Símbolos: Cal – Calcita; Dol - Dolomita; Qtz - Quartzo; Kfs – K-feldspato; Ort – Ortoclásio; Alb – Albita; Msc – Muscovita; Py—Pirita; Cnc – Clinocloro; Ka – Kaolinita; Gyp – Gipso.

4.5.2 Interpretação

Esta associação de fácies é interpretada como plataforma profunda, capaz de abranger grandes extensões, desenvolvida em águas quentes, com baixo gradiente, que correspondem à plataforma epicontinental. Estes mares foram formados por inundações em porções cratônicas estáveis, durante eventos transgressivos e elevação do nível do mar, causada pela glacioeustasia e derretimento do gelo, o que favoreceu a deposição dos carbonatos e folhelhos. A presença de betume e pirita indicam que essas rochas foram depositadas em um ambiente sob condições anóxicas.

A maior quantidade de minerais terrígenos é encontrada na base do perfil, com o calcário em contato direto com os diamictitos (Figura 4.1 B). Esta concentração diminui em direção ao topo e indica que fluxos continentais possivelmente atuaram logo após o degelo. O conteúdo de minerais terrígenos caracteriza-se por ser fino, subarredondado e subanguloso, bem como sugere influxo esporádico continental, que carregava quartzo, feldspato e micas na granulometria areia fina/silte das praias e áreas planas ao redor dos mares epicontinentais direto para a bacia deposicional (Soares 2020).

No início do processo de degelo, a coluna d'água não era tão profunda o que permitia a ação de ondas, além de retrabalhar o fundo do mar e transportar os minerais siliciclásticos deixando-os dispersos em meio ao substrato carbonático. A formação de marcas onduladas se dá na base do perfil e está relacionada com a atuação de ondas de tempo bom e fluxo unidirecional. Como a subida do nível do mar foi rápida, ocasionou baixa incidência de ondas, favorecendo a calmaria do ambiente deposicional, permitindo assim a precipitação química de carbonatos.

Os carbonatos que apresentam abundância de calcita microcristalina são indicativos da grande quantidade de íons de Mg disponível no ambiente durante a deposição, assim como sugerem a presença de organismos que secretam carbonato. Grande disponibilidade de Fe também é vista em imagens de catodoluminescência, este elemento é incorporado à matriz dos calcários e brechas. As brechas foram formadas provavelmente a partir do momento em que a plataforma se torna profunda e aumenta a produção carbonática, e em um substrato levemente inclinado gera um colapso. A brecha deformada pode ainda estar relacionada com fluxos gravitacionais de alta viscosidade, como escorregamento.

A recorrência de depósitos de calcários intercalados com folhelhos em direção ao topo da sucessão mostra a evolução da plataforma para um ambiente de águas mais profundas, devido à subida do nível do mar. O que pode ter favorecido a deposição dos folhelhos, uma vez que o aumento da coluna d'água pode reduzir a precipitação de carbonatos, além que, facilitaria a decantação de sedimentos em suspensão. A intercalação pode estar relacionada a variações sazonais, que contribuiu para curtos períodos de lâmina d'água profunda e estagnada indicado pela espessura centimétrica (máximo 10cm) dos folhelhos, acumulação de minerais micáceos e a preservação da matéria orgânica posteriormente maturada na forma de hidrocarbonetos. A presença de hidrocarbonetos e pirita indicam que havia condições de preservação da matéria orgânica e que os sedimentos foram depositados em um ambiente sob condições anóxicas.

A matéria orgânica pode ter origem a partir da acumulação de acritargos como *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*, *Appendisphaera sp*, *Cavaspina sp* e *Cavaspina acuminata* (Hidalgo *et al.* 2008). Nesse caso, a matéria orgânica foi produzida dentro da zona eufótica, que depois de morta afundou até as águas profundas da plataforma, onde se acumulou e foi preservada devido a condições anóxicas. (Schlager 2005).

4.6 DIAGÊNESE

A partir das feições petrográficas observadas, também foi possível estabelecer uma cronologia relativa entre os processos diagenéticos ocorridos nestas rochas. A diagênese nos carbonatos envolve: neomorfismo, maturação da matéria orgânica, dissolução, compactação física, cimentação por calcita espática, dolomitização, compactação química e migração de hidrocarbonetos (Figura 4.6).

Eventos	Early Diagenesis	Late Diagenesis
Neomorfismo do micrito	■	
Maturação da matéria orgânica	■	
Dissolução	■	
Compactação física	■	
1 Evento de dolomitização (Fluido dolomitizador)	■	
Cimento de calcita espática	■	
2 Evento de dolomitização (Substituição)		■
Compactação química		■
3 Evento de dolomitização (Saddle Dolomite)		■
Migração de hidrocarbonetos		■

Figura 4.6 – Sequência dos eventos diagenéticos ocorridos na Formação Guia.

4.6.1 Neomorfismo

Foi identificado o neomorfismo do tipo agradacional (*aggrading neomorphism*), o qual ocorre quando os cristais da matriz micrítica aumentam de tamanho, passando de micrita (<4 µm) para microspatos e pseudoespatos (Figura 4.7A). Na microfácies Lb, não é tão evidente as feições de neomorfismo. Isso porque a presença de hidrocarbonetos pode inibir o neomorfismo da matriz (Longman 1977). Nas demais microfácies o micrito neomorfisado exibem mosaico hipidiotópico. O aumento do tamanho dos cristais de composição calcítica, microespática, é formado pela conversão de pequenos cristais de calcitas ricas em Mg, que crescem mantendo o tamanho uniforme dos cristais.

4.6.2 Compactação física

A compactação física envolveu a redução da porosidade e gerou microfraturas preenchidas por calcita (Figura 4.7B) e dobras em mica branca (Figura 4.7C), sendo mais comuns nas microfácies Ltg, Lb e Lm, devido a presença de minerais terrígenos como quartzo e muscovita. O quartzo e a calcita tendem a resistir à deformação, sendo que a matriz de calcita microcristalina é fraturada. Os grãos de quartzo, por serem muito pequenos, mais resistentes e dispersos na matriz pouco são afetados pela compactação, enquanto a mica, por ser mais dúctil é deformada.

4.6.3 Porosidade

As rochas apresentam valores muito baixos de porosidade, variando entre 0,3 e 2,6%, sendo mais comum nas microfácies Ltg e Lb, onde se tem ocorrência de poros vug, (Figura 4.7D). A porosidade vug foi intensamente obliterada pela cimentação de calcita espática. Durante a compactação física, foram geradas fraturas as quais também foram cimentadas por calcita espática. A porosidade intercristalina restante está preenchida por

hidrocarbonetos. Os poucos espaços que restam não estão interconectados, o que implica em uma baixa permeabilidade.

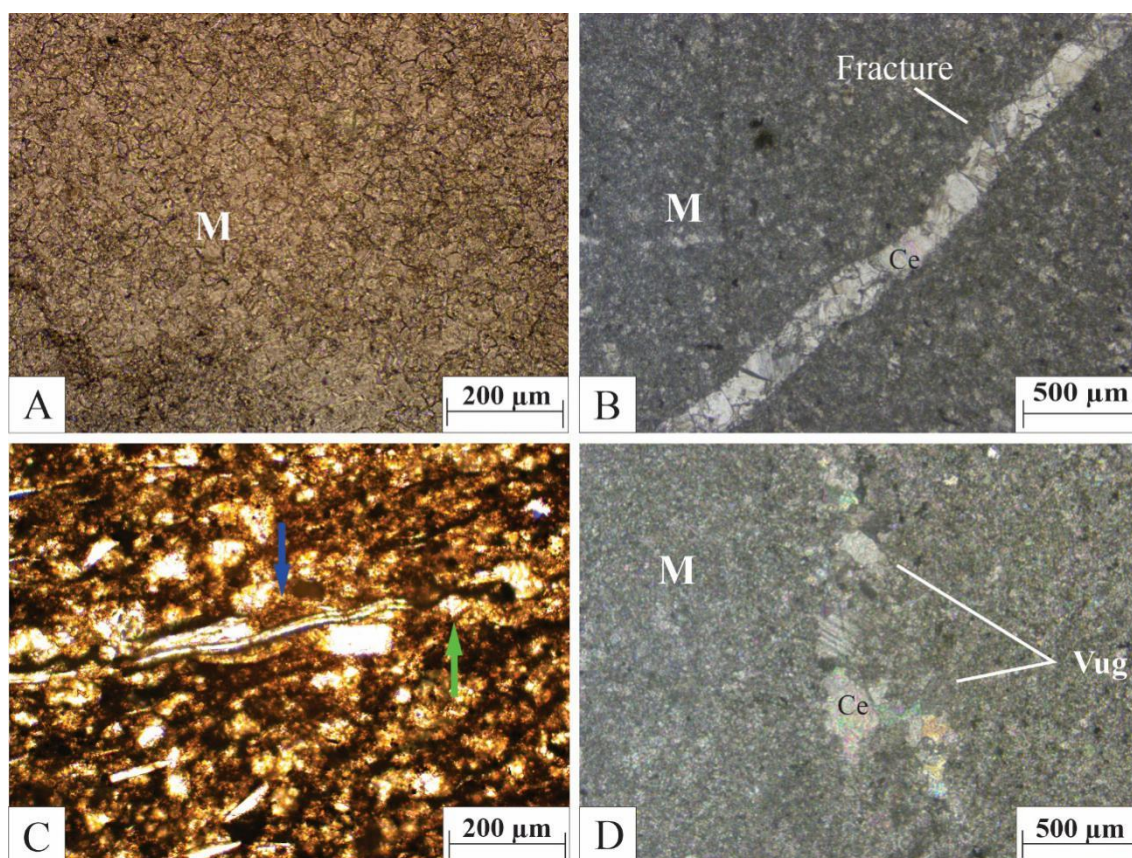


Figura 4.7 – Processos diagenéticos iniciais; A – Neomorfismo do micrito (M), microfácies Lm; B – Fraturas cimentadas por calcite espática (Ce), microfácies Ltg; C -Muscovita dobrada, indicada por seta azul e quartzo detrítico indicado por seta verde, microfácies Fc; D – Fotomicrografia em nicóis cruzados, indicando um poro vug cimentado por calcite espática, microfácies Lb.

A descarboxilação e a desidratação da matéria orgânica que geraram CO_2 e H_2O durante o aumento da temperatura, gerando fluidos que se enriqueciam em Ca à medida que dissolviam os carbonatos, levando ao surgimento de poros vugs (Surdam *et al.* 1989; Tucker e Wright 1990). As evidências da dissolução são o preenchimento dos poros vugs por cimento de calcite espática durante a eodiagênese, o que causou diminuição da porosidade. Essa baixa porosidade e as evidências de dissolução reforçam a ideia de que as rochas, logo após serem depositadas, continuaram em ambiente marinho freático, supersaturado em CaCO_3 , o qual favoreceu a cimentação, preenchendo os poros primários. Outra hipótese para a baixa porosidade é que o micrito tende a perder permeabilidade no soterramento raso.

4.6.4 Cimento de calcita espática

O principal cimento encontrado é o calcítico espático, ocorre preenchendo fraturas e poros vugs, é subtranslúcido em nicóis paralelos, e possui aspecto límpido, indicando que não é de substituição e sim precipitação direta no poro. Sob imagem de catodoluminescência, a calcita espática que preenche fraturas tem luminescência laranja, assim como a matriz (Figura 4.8B). A cor laranja é relacionada com a calcita rica em Mg, com teores de Mn suficientes para ativar a luminosidade. Formada em um ambiente redutor, a porção não luminescente é resultado da inibição da luminescência por Fe (Figura 4.3B, Miller 1988). Esta concentração de Fe ocorreu durante o soterramento, assim a redução dos poros impediu a migração do Fe, o qual se concentrou nos cristais de calcita em um momento mais oxidante (Scholle 2003).

Outra interpretação possível é que o ambiente deposicional evoluiu de condições oxidantes para subóxicas/óxicas, o que permite a incorporação do Mn e não do Fe. A luminosidade da calcita, quando presente, associada a porções sem luminescência, indica variação das condições de Ph/Eh da água. Quanto maior a luminosidade da calcita, maior o Ph e menor o Eh, permitindo a incorporação do Mn (Machel & Burton 1991).

A calcita espática de cimentação que preenche poros vug está zonada (Figura 4.8C e 4.8D). Em geral, apresenta-se com luminescência rosa à violeta. Pode indicar influência hidrotermal ou concentração de Fe (Navarro-Ciurana *et al.* 2016) ou atuação de fluidos gerados pela maturação da matéria orgânica. O zoneamento é concêntrico e forma duas zonas, uma com luminescência clara brilhante e outra opaca, as quais refletem mudanças na taxa de crescimento do mineral.

Há uma certa dificuldade na identificação dos cimentos marinhos neoproterozoicos, assim como apontado por Lyons *et al.* (2014), em que critérios geoquímicos relativos à ausência ou presença de ferro ou manganês em cimentos não são suficientes para o reconhecimento desses. Estudos feitos na região de Tangará da Serra, por Soares *et al.* (2021), reconheceram pseudomorfos de aragonita dolomitizados, o que, segundo Hood & Wallace (2014), é um critério para reconhecimento de cimento marinho neoproterozoico.

A composição do cimento calcítico varia de acordo com o local da sua origem. Por exemplo, os cimentos formados durante o soterramento, quando comparados com os de origem marinha, são depletados em Mg, Sr e Na, mas são ricos em Fe e Mn. Os cimentos calcíticos blocosos, de origem na mesodiagenese, retêm o Fe na estrutura cristalina das calcitas. A origem do Fe pode estar associada à própria água do mar intersticial, em condições redutoras (Tucker & Wright 2004).

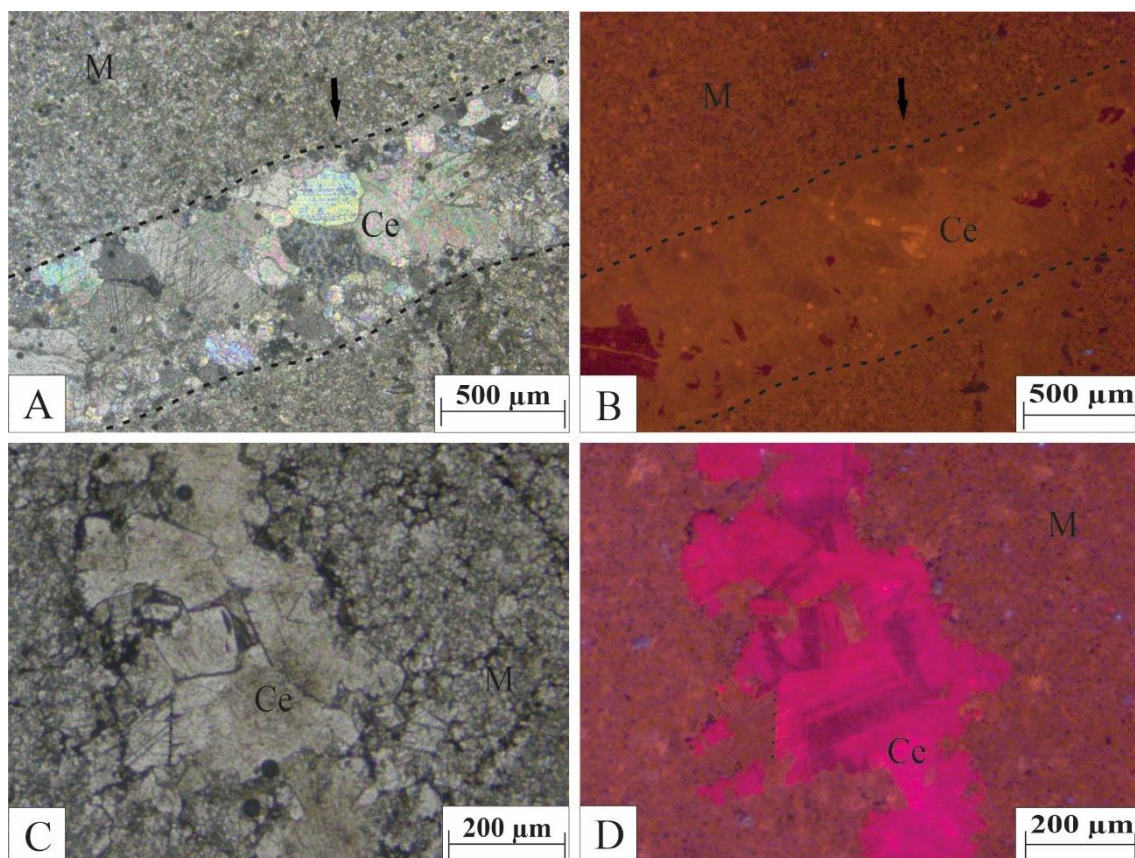


Figura 4.8 – Cimento de calcita espática; A – Fotomicrografia em nicois cruzados mostrando fratura cimentada por calcita espática (Ce, indicada pela seta preta), apresentando clivagem e geminação não tão desenvolvida e a matriz é afetada por neomorfismo agradacional; B – Catodoluminescência da imagem A, mostrando Ce com luminescência laranja a vermelha e matriz (M) de luminescência vermelha.. Os cristais não-luminescentes podem ser ricos em ferro; C – Imagem de Ce preenchendo poros vugs; D - Catodoluminescência da imagem C, mostrando uma luminescência rosa zonada, característica de influencia de fluidos hidrotermais gerados pela maturação da matéria orgânica.

4.6.5 Compactação química

A compactação química nas rochas estudadas é definida por *dissolution seams* e estilólitos. Os estilólitos (Figura 4.9A e 4.9B) são irregulares de baixa amplitude, ocorrem concentração de argilas e quartzo, este último visto apenas pela catodoluminescência, e tem menos de 5 mm de amplitude, e são serrilhados. Esse material tem grande concentração de argilas, grãos de quartzo, óxidos (pirita), argilas e matéria orgânica. *Dissolution seams* são descontínuos, com coloração marrom escuro a preto e óxi-hidróxi de ferro, que estão usualmente concentrados nestes planos. Nas brechas, formam padrão anostomasados que circundam clastos e matriz, e, por vezes, são descontínuos e subparalelos. Quando observados sob catodoluminescência, nota-se pequenos cristais de quartzo. A presença de planos de estilólitos e *dissolution seams* podem se constituir em uma grande barreira para a migração vertical de fluidos, mas facilita a permeabilidade horizontal, formando assim caminhos preferenciais para a percolação de fluidos (Nelson 1981).

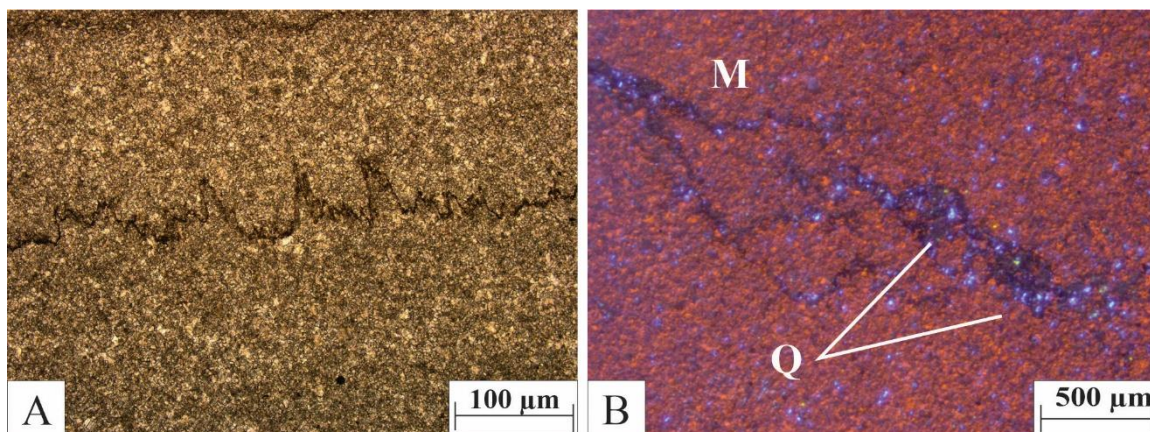


Figura 4.9 - Compactação química; A – Fotomicrografia em luz natural de estilólito do tipo suturado com amplitude milimétrica e impregnado com minerais de argilas; B – Fotomicrografia em catodoluminescência, exibindo grãos de quartzo detriticos de luminescência azul (Q) dispersos na matriz (M) com luminescência vermelha e concentrados na superfície dos estilólitos.

4.6.6 Dolomitização

Analisando os dados de petrografia, CL, MEV e interpretação das microfácies, é possível afirmar que as rochas descritas neste trabalho apresentam uma dolomitização seletiva e dispersa. O processo de dolomitização gerou dolomitas de granulometria muito fina, que substituem cimento e matriz.

É possível identificar fraturas cimentadas por calcita espática substituídos por dolomita subeuédricas, alguns cristais euhedrais (Figura 4.10A e 4.10B) e outros com aspecto turvo (*dirty cloud*), com resquícios de calcita. Esta substituição oblitera parcialmente a estrutura primária da calcita. O fluido dolomitizador teria percolado primeiramente pelas fraturas até o início da cimentação por calcita espática. Assim não foi possível alterar completamente a matriz, porém sendo efetivo na substituição de parte dos cristais de calcita nos planos de fratura.

A substituição parcial da matriz calcítica (Figura 4.10C), ocorreu com cristais anédricos e raramente romboédricas, de tamanho fino, textura granular, sendo vistos na catodoluminescência com luminescência vermelha. Possui aspecto “sujo”, possivelmente relacionado à presença de matéria orgânica. Possivelmente, o neomorfismo da matriz dificultou esta substituição, além de que o fluido vindo das fraturas não teria quantidade suficiente de Mg para dolomitizar completamente a matriz.

O terceiro evento relacionado às dolomitas é a formação de cristais de *saddle dolomite* que ocorrem associados com hidrocarbonetos preenchendo porosidade vug (Figura 4.10D). Apresenta faces curvadas, devido ao enriquecimento de Ca e Fe (tabela 4.4 e 4.6, Ca = 78,099 ppm e Fe = 0,358). Apresenta formas anédricas e subédricas, com mosaico hipidiotópico, tem extinção ondulante e é associada com hidrocarbonetos.

Há duas possibilidades para a formação da *saddle dolomite*. A primeira é que pode indicar uma mistura de águas meteóricas com águas marinhas, devido à exposição subárea ou ao soerguimento regional durante a *late burial diagenesis*; a segunda, e mais plausível, é sua relação com fluidos hidrotermais na mesodiagênese e hidrocarbonetos com formação em temperaturas similares à de formação do petróleo (60 – 150°C) (Bruce M. Radke 1980, Scholle e Ulmer-Scholle 2003, Searl 1989).

A única fácies que apresenta grande quantidade de dolomita são as brechas, onde a dolomita chega a 20% dos constituintes da rocha (tabela 4.2), substituindo matriz e cimento. Este dado é condizente com Brelaz (2012), que identifica a dolomitização apenas nas brechas carbonáticas.

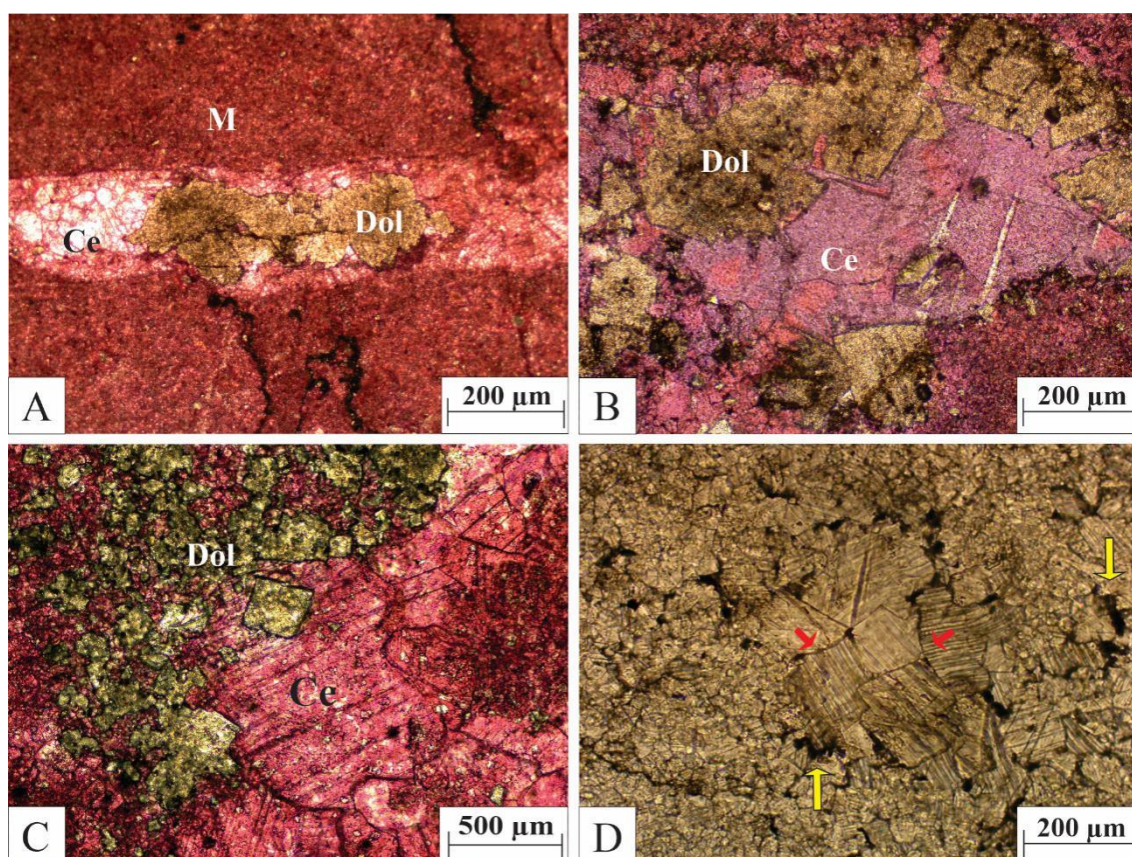


Figura 4.10 – Eventos de dolomitização da Formação Guia; A- Substituição de cimento de calcita espática que preenche fraturas por dolomitas subeudrais; B – A substituição também ocorre com cristais anedrais com raras faces retas; C – Evento de Dolomitização 1: Dolomitas euhedrais e anedrais substituindo matriz e cristais grossos de Calcita espática (Ce); D - Cristais de *saddle dolomite* (indicada por seta vermelha) em contato com hidrocarbonetos (seta amarela).

4.6.7 Migração de betume

O betume preenche poros intercristalinos (Figura 4.10D) também é encontrado em planos de estilólitos, que provavelmente atuaram como conduto para a migração de hidrocarbonetos. Análises geoquímicas mostram que é composto por carbono, com baixo

índice de hidrogênio (tabela 4.7). Elevadas temperaturas foram responsáveis pelo craqueamento do hidrocarboneto e a migração deste betume ocorreu após a cimentação de calcita espática. A sequência diagenética esta sumarizada na Figura 4.11.

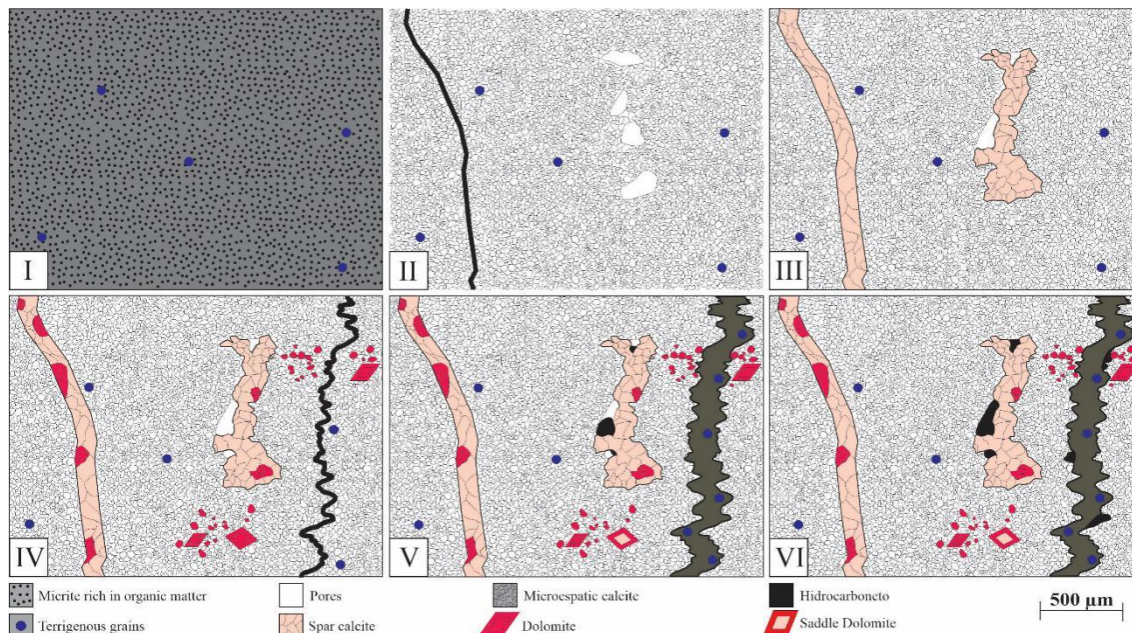


Figura 4.11 - Sequência diagenética e migração de hidrocarbonetos na Formação Guia. I) Deposição da matriz e influxo de grãos terrígenos; II) Neomorfismo agradacional do micrito, maturação da matéria orgânica e geração de ácidos orgânicos que geraram porosidade vug. Início da compactação mecânica. III) Formação total de poros vug e cimentação de calcita espática. IV) Primeiro evento de dolomitização: substituição do cimento de calcita espática que preenche fraturas por dolomitas subédricas e substituição da matriz por dolomitas anédricas. Início da compactação química. V) Segundo evento de dolomitização: *Saddle dolomite* é formada e ocorre o início da migração do hidrocarboneto VI) Fim da migração do hidrocarboneto e preenchimento dos poros inter cristalinos

4.7 ANÁLISE QUÍMICA INORGÂNICA

A análise por DRX evidenciou a alta quantidade de calcita. A dolomita apresenta quantidade variável, e algumas fácies do perfil não apresentam dolomita. A fração siliciclástica presente em maior quantidade é o quartzo, seguido de feldspato potássico e muscovita (Ms). Segundo os resultados de DRX, a amostra CNG13, folhelho, analisado com posicionalmente é constituído pelos seguintes minerais terrígenos: ortoclásio, albita, muscovita, pirita (Py), caolinita (Ka) e gipso (Tabela 4.3).

De acordo com as análises EDS, metais são encontrados na matriz calcítica, mas com a presença de alguns elementos menores, analisados semiquantitativamente (Tabela 4.4). Estes metais (Mn, Fe, Ni, Zn, Sr, Cd, Ba e Pb), representam impurezas nos carbonatos e são utilizados para determinar parâmetros de alteração geoquímica.

Tabela 4.3 –Resultado da análise de DRX nas amostras.

Amostras	DRX (%)										
	Cal	Dol	Qtz	Kfs	Ort	Alb	Mu	Py	Cnp	ka	Gyp
CNG 01	7,8	0,9	08,6	0,7	-	-	-	-	-	--	--
CNG 03	6,5	0,8	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-
CNG 06	7,8	1,5	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-
CNG 07	9,5	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
CNG 08	9,8	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
CNG 10	8,5	20,6	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-
CNG 11	9,1	-	0,9	-	-	-	--	--	-	--	-
CNG 12	6,7	2,1	1,2		--	-	-	-	-	-	-
CNG 13	-	8,4	9,3	-	6,0	1,0	5,2	4,1	3,5	2,2	0,3
CNG 15	9,7	1,4	8,9	-	-	-	-	-	-	-	-

- Abaixo do limite de detecção. Cal – Calcita, Dol - Dolomita; Qtz - Quartzo; Kfs – K-feldspato; Ort - Orthoclásio; Alb – Albita; Msc – Muscovita; Py—Pirite; Cnp – Clinocloro; Ka – Caolinita; Gyp – Gipsum.

A matriz é fina e possui aspecto rugoso e irregular, enquanto no cimento os cristais de calcita apresentam hábito romboédrico. A matriz, quando analisada no MEV com elétrons secundários (ES), permitiu identificar microporosidades, menores que 50 micra, que não estão conectados (Figura 4.12A e 4.12B). A Figura 4.12 apresenta os pontos de análise química pontual na matriz, analisados durante a coleta de imagens de ES e Elétrons retroespalhados (Tabela 4.4).

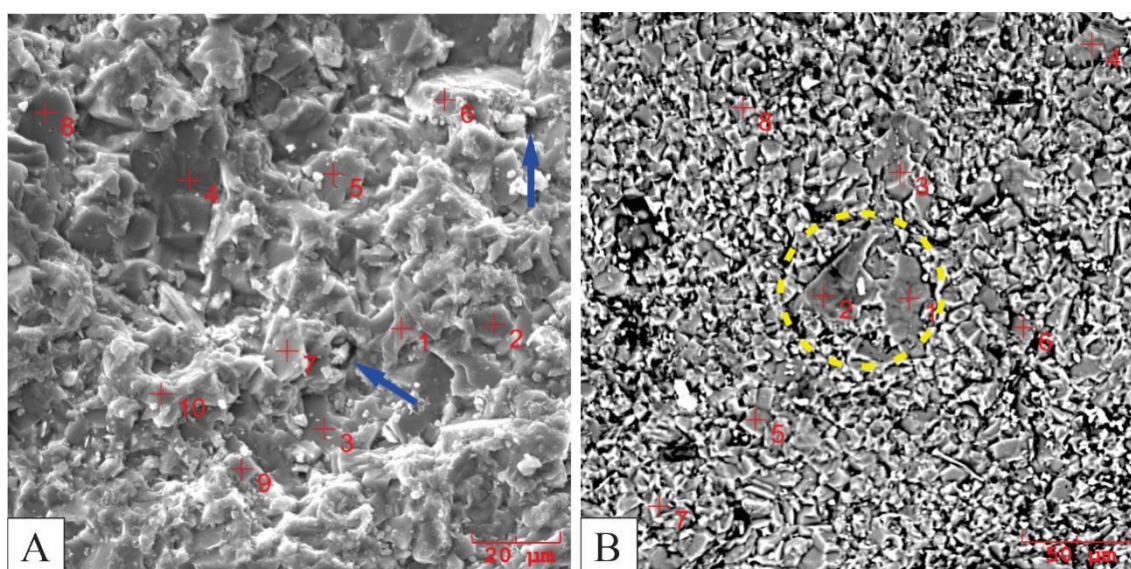


Figura 4.12 – Imagens de MEV da matriz; A – Elétrons secundários. Em tons de cinza, é possível visualizar cristais anedrais de calcita com microporosidades intercrystalinas apontadas pela seta azul; B – Elétrons retroespalhados, exibindo a textura fina a muito fina da matriz e cristais subeudrais com bordas irregulares e baixa porosidade. O círculo amarelo exibe neomorfismo do micrito.

Tabela 4.4 – Resultados da análise pontual no MEV e composição química da matriz.

Elétrons secundários.														
Elementos químicos (%) peso/Análises/td>	C	O	Mg	Si	S	Ca	Mn	Fe	Ni	Zn	Sr	Cd	Ba	Pb
1	31.297	43.300	0.238	1.296	0.512	20.863	0.058	0.153	0.140	0.243	0.395	0.275	0.296	0.935
2	9.607	55.684	0.307	0.656	0.137	30.749	0.049	0.073	0.176	0.318	0.522	0.151	0.38	1.19
3	10.600	56.826	0.192	0.034	0.185	30.012	0.102	0.097	0.111	0.188	0.145	0.082	0.308	1.12
4	7.000	50.770	0.138	0.073	0.225	39.182	0.052	0.130	0.181	0.215	0.085	0.214	0.411	1.323
5	12.124	58.331	0.219	0.080	0.152	27.110	0.054	0.083	0.090	0.249	0.165	0.161	0.314	0.869
6	8.786	56.862	0.145	0.703	0.160	30.921	0.098	0.102	0.139	0.202	0.399	0.227	0.296	0.959
7	12.995	62.253	0.214	0.046	0.128	22.909	0.059	0.049	0.061	0.152	0.108	0.112	0.169	0.745
8	5.300	46.560	0.065	0.168	0.305	44.221	0.167	0.120	0.253	0.231	0.130	0.247	0.331	1.899
9	4.108	40.367	0.279	1.876	0.325	48.449	0.136	0.235	0.240	0.308	0.504	0.491	0.482	2.200
10	6.050	45.106	0.258	1.032	0.330	43.047	0.160	0.131	0.224	0.267	0.463	0.344	0.574	2.014
Elétrons retroespalhados.														
Elementos químicos (%) peso/Análises/td>	C	O	Mg	Si	S	Ca	Mn	Fe	Ni	Zn	Sr	Cd	Ba	Pb
1	0.000	32.145	0.667	4.050	0.289	55.483	0.250	0.264	0.260	0.737	0.859	0.483	1.168	3.345
2	1.170	57.018	1.611	10.353	0.226	23.509	0.107	0.257	0.214	0.249	2.427	1.001	0.315	1.544
3	3.510	66.421	0.602	4.188	0.166	21.705	0.041	0.358	0.075	0.173	1.296	0.552	0.21	0.703
4	8.608	58.309	0.540	1.342	0.248	28.622	0.141	0.278	0.127	0.178	0.495	0.223	0.323	0.565
5	8.027	57.200	0.268	0.073	0.212	32.083	0.152	0.071	0.263	0.221	0,053	0.078	0.406	0.892
6	0.000	14.476	0.113	0.379	0.229	78.099	0.239	0.337	0.702	0.635	0.205	0.081	0.854	3.651
7	6.524	49.593	0.293	0.091	0.300	39.706	0.128	0.169	0.135	0.134	0.169	0.181	0.562	2.015
8	9.699	58.260	0.244	0.027	0.205	29.481	0.113	0.046	0.160	0.147	0.104	0.101	0.357	1.055

Os metais S, Mn, Fe, Zn, Sr, Cd, Ba e Pb são considerados impurezas nestes carbonatos, identificados pela análise química pontual do MEV. Enquanto Ca, C, O, Si e Mg são constituintes essenciais. A presença de Sr está relacionada à ocorrência de minerais siliciclásticos ricos em Sr, como muscovitas, que através do decaimento radioativo liberam Sr radiogênico, o qual é incorporado aos carbonatos (DePaolo & Ingram 1985, Asmerom *et al.* 1991, Derry *et al.* 1992, Torquato & Kawashita 1994). O Sr é um elemento facilmente lixiviado, então valores baixos indicam atuação de fluidos diagenéticos (Mizusaki 1992). Estes metais são utilizados em razões geoquímicas (Tabela 4.5) para indicar alterações nos carbonatos.

O Mn e Fe podem ser indicativos das condições marinhas durante a deposição. Em ambiente com condições subóxicas, o oxigênio é consumido e o Mn^{+2} entra no retículo cristalino da calcita, enquanto o Fe^{+2} permanece em solução. Enquanto em condições anóxicas o Fe^{+2} e Mn^{+2} estão presentes no fluido intraformacional e são incorporados ao cimento (Hood *et al.* 2011, Hood & Wallace 2014).

Tabela 4.5 – Razões geoquímicas elementares, a partir de dados da análise química pontual do EDS, em imagens de elétrons secundários (ES) e elétrons retroespalhados (ERE).

Razões geoquímicas MEV/EDS, ES.					Razões geoquímicas MEV/EDS, ERE				
Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	Sr/Ba	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr	Sr/Ba
0,008	0,147	0,387	52,818	1,334	0,000	0,291	0,307	64,590	0,735
0,032	0,094	0,140	58,906	1,374	1,377	0,044	0,106	9,686	7,705
0,018	0,703	0,669	206,979	0,471	0,172	0,032	0,276	16,748	6,171
0,020	0,612	1,529	460,965	0,207	0,063	0,285	0,562	57,822	1,533
0,018	0,327	0,503	164,303	0,525	0,033	2,868	1,340	605,340	0,131
0,017	0,246	0,256	77,496	1,348	0,000	1,166	1,644	380,971	0,240
0,016	0,546	0,454	212,120	0,639	0,045	0,757	1,000	234,947	0,301
0,012	1,285	0,923	340,162	0,393	0,025	1,087	0,442	283,471	0,291
0,068	0,270	0,466	96,129	1,046	0,116	0,208	0,317	55,044	1,338
0,043	0,346	0,283	92,974	0,807	0,118	0,084	0,141	23,434	2,508

As razões Mg/Ca variam entre 0.008 a 1.377, o que pode indicar um ambiente marinho saturado em Ca. Fatores internos ao ambiente, como temperatura, alcalinidade, pH, e concentração de magnésio e cálcio, influenciam diretamente na precipitação das calcitas e ainda exercem influência na substituição da calcita por dolomita ou na precipitação direta da dolomita (Gregg *et al.* 2015).

Já os valores das razões Mn/Sr são indicativos de alterações diagenéticas, por fluidos não marinhos, e variam entre 0.094 a 2.868. Uma vez que a água do mar contém menos Mn e mais Sr do que a água meteórica, valores elevados das razões Mn/Sr indicam a presença de fluidos não marinhos. Para Veizer (1983) e Kaufman *et al.* (1992), amostras

não alteradas possuem razões menores que 2, enquanto para Kaufman & Knoll (1995) são razões menores que 10. Já para Bartley *et al.* (2001), amostras inalteradas apresentam valores menores que 1, e para Peral *et al.* (2007), valores menores que 1.5.

Os carbonatos da Formação Guia se precipitaram a partir de um fluido/ambiente rico em Ca e da baixa disponibilidade de Mg. Dessa maneira, os valores encontrados para a razão Mn/Sr na imagem de elétrons secundários (Figura 4.12 A) variam entre 0.094 e 1.285 e entre 0.032 e 2.868 para elétrons retroespalhados (Figura 4.12B), indicam que as amostras sofreram pouca ou nenhuma alteração diagenética por fluidos meteóricos e dolomitizantes.

Os valores encontrados neste trabalho são maiores do que os obtidos em trabalhos anteriores, como o de Alvarenga *et al.* (2008) na mina Tangará, onde a razão Mg/Ca e Mn/Sr varia de 0.01 a 0.04 e 0.20 a 0.79, respectivamente, para *limestones*. A variação destes valores pode ocorrer devido a diferença na intensidade dos processos de alteração/dolomitização, sendo maiores na mina Copacel quando comparados com a mina Tangará na cidade de Nobres.

O Sr é um elemento químico que possui baixa afinidade com a dolomita, uma vez que o raio iônico do Sr é mais próximo da Ca, assim facilita sua incorporação na estrutura cristalina dos carbonatos calcíticos. Logo, valores altos das razões Ca/Sr, Sr/Ba indicam baixa dolomitização dos carbonatos.

A razão Fe/Sr (0.140 a 1.644) é utilizada para verificar a interação de fluidos intersticiais durante a diagênese com valores de dados isotópicos de C e O. Apesar de dados isotópicos não serem analisados neste trabalho, a razão Fe/Sr pode servir de base para interpretações de estudos futuros. Peral *et al.* (2007) ressaltam que valores menores que 50 apresentam baixa alteração diagenética/dolomitização, o que é verificado nos dados apresentados, com valores baixos variando entre 0.106 e 1.644.

A razão Ca/Sr, segundo Pera *et al.* (2007), indica que valores menores que 1100 que apresentam baixa alteração diagenética. Os valores desta razão para os carbonatos da mina Copacel variam entre 9.686 e 605.340, e mostram valores muito abaixo destes. A razão Sr/Ba possui valores entre 0.131 e 7.705,9 que estão acima dos parâmetros geoquímicos propostos por Derry *et al.* (1989).

Em termos de óxidos dos carbonatos da Formação Guia, obtidos pela análise de FRX (Tabela 4.6) os constituintes com maiores teores são o CaO, *Loss on ignition* (LOI) e MgO. O teor de CaO (56.20 – 8.20 wt%) é o componente principal em carbonatos tanto de composição calcítica quanto dolomítica, fazendo parte da estrutura cristalina desses

minerais. O MgO (6.60 – 0.35wt%), terceiro maior constituinte, associado à presença de dolomitas, possui sua menor quantidade em termos de massa de óxido devido à baixa quantidade de substituição da dolomita por calcita. O que coincide com os difratograma, mas seu elevado valor na amostra CNG 13 (folhelho) sugere que a origem do fluido dolomitizador rico em Mg tenha se originado nesta microfácies. O elevado teor de LOI (43.11 – 10.29 wt%) (perda ao fogo) contém, principalmente, a matéria orgânica e óxidos instáveis, como CaCO₃.

Tabela4. 6 – Composição em óxido (wt%) das rochas da Formação Guia.

Amostras	Elementos maiores (Wt%)											
	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	SrO	LOI	MgO/CaO
CNG 03	54,70	0,44	1,70	0,31	0,22	0,28	0,18	-	-	0,14	42,05	0,0080
CNG 06	56,20	0,47	0,52	-	-	0,12	-	-	-	-	42,66	0,0084
CNG 07	56,00	0,39	0,33	-	-	0,14	-	-	-	0,12	43,04	0,0070
CNG 08	56,20	0,35	0,27	0,07	-	-	-	-	-	-	43,11	0,0063
CNG 10	55,40	1,5	1,1	0,20	-	-	-	-	-	-	41,82	0,0271
CNG 12	55,30	0,75	0,89	0,20	-	0,13	-	-	-	-	42,71	0,0136
CNG 13	8,20	6,60	46,60	11,80	4,90	3,30	6,80	0,87	0,70	-	10,29	0,8049
CNG 15	51,70	0,96	8,80	1,00	0,45	0,27	0,48	-	-	-	36,39	0,0186

- Abaixo do limite de detecção.

Há duas possibilidades para a origem do magnésio que justificariam sua baixa concentração. A primeira, e menos provável, é que o magnésio envolvido na precipitação de dolomitas tardias pode ser derivado da dissolução de argilominerais ou silicatos ricos em Mg (Tucker & Wright 2009). A segunda possibilidade, e a mais plausível, diz respeito à estrutura cristalina dos carbonatos o Mg pode substituir o Ca na estrutura cristalina, assim como facilitaria a assimilação de elementos em quantidades ppm, como Na, Sr, Fe e Mn (Boggs 1998).

O SiO₂ e Al₂O₃ representam impurezas nos carbonatos e são valores baixos. São relacionados aos grãos siliciclásticos presentes, como quartzo, muscovita e ortoclásio. O SiO₂ (46.60 – 0.27 wt%), em algumas amostras, apresenta valores muito próximos de MgO, enquanto o maior valor de SiO₂ está nos folhelhos. Um dos motivos é que a substituição das calcitas por dolomitas não foi efetivo, assim, com o influxo de terrígenos chegando na bacia, diminuiria a taxa de substituição da calcita. Os valores de Al₂O₃ (11.80 – 0.07 wt%) são máximos nos folhelhos e mínimos nos *lime mudstones*. Para os *limestone* de Alvarenga *et al.* (2008), em termos de óxidos de Al₂O₃, varia de 1.52 a 1.95, e SiO₂ varia de 5.76 a 7.54 wt%. Esses valores refletem um influxo continental de material terrígeno.

O SrO, é identificado apenas na microfácies *lime mudstone* betuminoso, com valores de 0.14 e 0.12 (1400 ppm e 1200 ppm), o que indica um ambiente marinho profundo (Flugel e Wedepohl 1967, Delpondor *et al.* 2013, Bubu *et al.* 2014). Na microfácies folhelhos, o valor de Na₂O é 0.87 wt%, o que indica um ambiente salino e a contribuição terrígena de origem continental. A concentração de TiO₂ é de 0.70 wt%, relacionada à presença de argilominerais que, em sua composição química e mineralógica, possuem Ti na estrutura cristalina dos minerais.

A razão geoquímica MgO/CaO (0.8049 – 0.0063%) indica a estabilidade nas condições paleoambientais de formação dos carbonatos. Valores baixos correspondem a um aumento da salinidade e valores altos indicam menor evaporação da coluna d'água (Marshner 1968).

4.8 GEOQUÍMICA ORGÂNICA

Todas as amostras analisadas exibem menos que 1% wt de COT, sendo que os valores variam entre 0.04 e 0.50 wt%. Os maiores valores, 0.50 wt%, são encontrados nos folhelhos. Apesar dos valores baixos de carbono orgânico total, amostras foram analisadas usando Pirólise-Rock Eval (Tabela 4.7). Elas exibem hidrocarbonetos livres, com valores de S1 variando entre 0.04 e 0.25 mg HC/g de rocha. O potencial para geração de hidrocarbonetos, S2, também é baixo e varia entre 0,01 mg HC/g de rocha e 0.05 mg HC/g de rocha. Já o parâmetro S3 (quantidade de carbono presente no querogênio), equivalente ao CO₂ liberado, apresenta valores entre 0.05 e 0.19 mg CO₂/g de rocha (tabela 4.7).

Tabela 4.7 – Resultado da análise química orgânica resultado do Carbono Orgânico Total e Pirólise *rock-eval*.

Amostras	TOC	S1	S2	S3	T _{max}	HI	OI	S2/S3	S1/TOC*100	PI
COL-BM-01	0,04	0,06	0,04	0,18	376	105	474	0,2	150	0,59
COL-BM-02	0,08	0,04	0,01	0,13	-	12	159	0,1	51	0,81
COL-BM-03	0,20	0,07	0,02	0,14	-	10	69	0,1	35	0,78
COL-BM-04	0,13	0,09	0,04	0,19	360	32	152	0,2	73	0,70
COL-BM-05	0,08	0,08	0,01	0,10	-	13	133	0,1	109	0,89
COL-BM-06	0,50	0,13	0,01	0,10	-	2	20	0,1	26	0,93
COL-BM-07	0,50	0,16	0,01	0,11	-	2	22	0,1	33	0,94
COL-BM-08	0,31	0,20	0,05	0,05	341	16	16	1,0	64	0,80
COL-BM-09	0,19	0,07	0,01	0,07	-	5	38	0,1	38	0,88
COL-BM-10	0,48	0,25	0,11	0,19	359	23	40	0,6	53	0,70

COT: % Peso, S1, S2: mg HC/g rocha, S3: mg CO₂/g COT, Tmax: °C; IH: Índice de Hidrogênio (S2/COT) - mg HC/g COT; IO: Índice de Oxigênio (S3/TOC) - mg CO₂/g COT

A baixa geração de hidrocarbonetos nos carbonatos da Formação Guia pode ser explicada pelo baixo teor de carbono orgânico e pela maturidade térmica. Valores de Tmax inferiores a ~435 °C condizem à matéria orgânica imatura que gera pouco ou nenhum petróleo (Peters *et al.* 2005).

A matéria orgânica presente nos carbonatos e folhelhos da Formação Guia foi degradada a partir da lixiviação pela água da formação e oxidação. Esta perda pode ter afetado a fração solúvel de hidrocarbonetos e de hidrogênio, o que ocasionou baixos valores de COT, o que implica em baixos valores dos parâmetros S1, S2 e Tmáx.

O Índice de Hidrogênio (IH) é calculado a partir da razão $S2/COT \times 100$ e o Índice de Oxigênio (IO) é quantificado a partir da razão $S3/COT$. Os valores encontrados de IH variam de 2 a 105 (mgHC/g de COT) e o IO varia de 16 a 474. Com esses parâmetros, é possível identificar o querogênio tipo IV para todas as amostras (Figura 4.13), usando o diagrama Van Krevelen (Peters *et al.* 2005). Ou seja, não possui potencial para a geração de óleo ou gás, e é constituído por matéria orgânica oxidada (Tyson 1995).

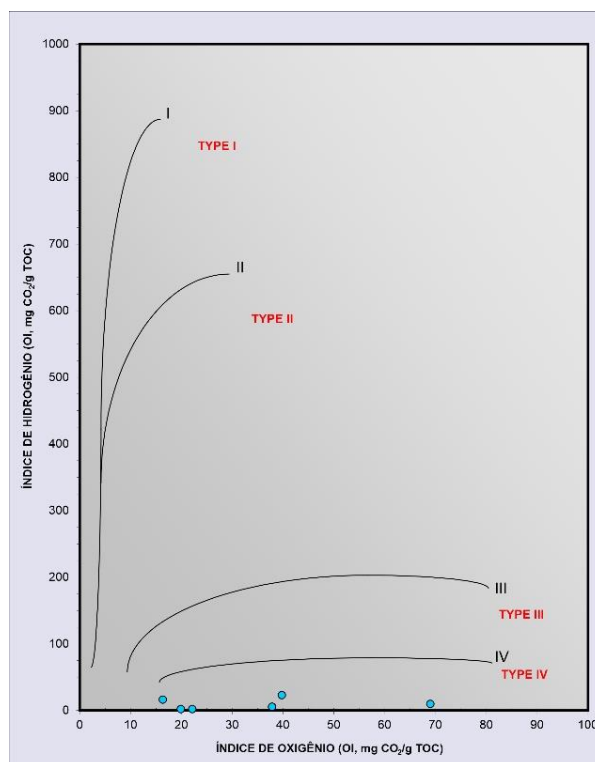


Figura 4.13 - Diagrama van Krevelen modificado mostrando kerogênio tipo IV, para Formação Guia na pedreira COPACEL.

A maturação da matéria orgânica pode ser estimada a partir da temperatura máxima do pico de S2 (Tmax) (Espitalié *et al.* 1977). Os valores de Tmax encontrados para todas as amostras variam de 341 a 376°C, o que corresponde à matéria orgânica imatura, que gera pouco ou nenhum petróleo (Peters *et al.* 2005).

4.9 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

A Formação Guia é uma unidade calcária localizada entre duas unidades totalmente dolomitizadas. Estes calcários, são representativos de uma deposição em uma bacia intracratônica em um mar epicontinental. Além disso, representam um sistema petrolífero não convencional, caracterizado por um aprofundamento das microfácies em direção ao topo.

A ocorrência de dolomitas de substituição significa que a atuação do fluido dolomitizador foi enfraquecida à medida que se cristalizavam dolomitas. A percolação deste foi favorecida em zonas de fraqueza estrutural, como espaço poroso entre os clastos, ou ainda fraturas, onde a migração é vertical ou planos de estilólitos com migração horizontal, uma vez que a conectividade entre os poros é baixa.

Durante a diagênese, os carbonatos podem interagir com fluidos intersticiais de diferentes composições, que podem levar à dolomitização destas rochas, deixando evidências geoquímicas, como o aumento das razões Mn/Sr, Fe/Sr, Ca/Sr e Sr/Ba, além do aumento das razões isotópicas de Sr, C e O (Swart 2015). Devido aos baixos valores das razões Mn/Sr, Fe/Sr, Ca/Sr e Sr/Ba na matriz, é possível reconhecer que o fluido já estaria depletado nestes elementos quando entrou em contato com a rocha.

A origem do fluido dolomitizador pode estar atrelada a três possibilidades. A primeira é que pode ter origem nos folhelhos, uma vez que dados de DRX e FRX comprovam teores elevados de Fe e Mg quando comparado com demais microfácies. A segunda possibilidade é a própria água do mar saturada em Mg fornecer os íons necessários.

A origem do tipo de matéria orgânica pode ser planctônica, devido a presença das espécies *Leiosphaeridia crassa* e *Leiosphaeridia minutissima* (Brelaz 2012). Entretanto, o querogênio tipo IV identificado indica uma forte oxidação desta matéria orgânica. A degradação da matéria orgânica por ação bacteriana e química iniciou durante a eogênese, após a incorporação desta nos sedimentos, o que resultou nos produtos: querogênio, que representa a fração insolúvel em solvente orgânico; e betume, a fração solúvel (Dow 1977).

Mesmo com a presença de pirita, indicador de condições mais redutoras (subóxicas a anóxicas), não foi suficiente para preservar grandes quantidades de matéria orgânica. Os baixos valores de COT indicam um ambiente de difícil preservação da matéria orgânica. Durante a sua maturação, foram gerados fluidos subsaturados que dissolveram parte da matriz, gerando poros vug em temperaturas entre 80 e 100°C, faixa de temperatura que ocorre em grandes profundidades de soterramento e abrange a janela de formação do óleo. Com a diminuição da temperatura, ocorre a precipitação ao invés da dissolução, e a porosidade gerada foi totalmente preenchida pelo cimento de calcita espática (Surdam *et al.* 1989, Tucker & Wright 1990).

A presença de betume nas rochas carbonáticas reafirma a existência do Sistema Petrolífero Araras (SPA). Um sistema petrolífero não-convencional, não viável economicamente, estudado por Bezerra Júnior (2016), que identificou a Formação Guia como rocha geradora e a Formação Mirassol d'Oeste como reservatório. Dolomitos da formação serra do quilombo constituem a rocha selante e, junto à Formação Nobres, possibilitaram o estabelecimento de condições de temperatura e pressão elevadas, mas que não foram suficientes para a maturação da matéria orgânica presente Formação Guia.

A migração do hidrocarboneto (betume) ocorreu em 610 Ma, durante soerguimento térmico da bacia intracratônica Araras. Nesse momento, ainda não havia sido depositado o Grupo Alto Paraguai. Este soerguimento perdurou por cerca de 80Ma, onde ocorreu a exposição e erosão do Grupo Araras, podendo até ter oxidado parte do hidrocarboneto, conferindo assim querogênio tipo IV às amostras analisadas (Berra Júnior 2016, Santos *et al.* 2020).

4.10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos foram combinados para o estudo e entendimento da Formação Guia na cidade de Nobres, na pedreira COPACEL. Para a sequência carbonática estudada, as seguintes conclusões foram realizadas:

1. A deposição dos carbonatos da Formação Guia ocorreu em plataforma profunda em um mar epicontinental raso, com eventos de progradação, gerando inundações representadas pelos depósitos dos folhelhos. A proximidade da costa e bacia permitiu influxos de minerais terrígenos, o que representa quantidades de quartzo, feldspato e muscovita dispersos na matriz carbonática.

2. Seis microfácies foram identificadas: *Lime-mudstone* com terrígenos (Lt), *Lime-mudstone* betuminoso (Lb), *Lime-mudstone* maciço (Lm), Folhelho carbonático (Fc), *Lime-Mudstone* Brechado (Lbc) e Brecha deformada (Bd).
3. A sequência diagenética pode ser resumida: *Aggrading neomorphism* do micrito, maturação da matéria orgânica, dissolução e geração de porosidade; compactação física; atuação do fluido dolomitizador, cimento de calcita; dolomitas de substituição, compactação química; *saddle dolomite*; e migração de hidrocarbonetos.
4. A abundância de cimento de calcita espática indica que os carbonatos da Formação Guia passaram por uma intensa cimentação marinha, obliterando os poros primários, e ainda atesta que não houve período de exposição subárea para que se desenvolvesse dissolução e carstificação.
5. A dolomitização não afeta de modo homogêneo as rochas estudadas, atinge o máximo de 20.6%, segundo DRX, nas brechas, enquanto nas demais microfácies não chega a 3%, devido à baixa conectividade dos poros.
6. As razões $Mn/Sr < 2.868$; $Mg/Ca < 1.377$; $Fe/Sr < 1.644$; $Ca/Sr < 605.340$ e $Sr/Ba < 7.705,9$ são consideradas valores baixos de alterações diagenéticas e/ou fluidos dolomitizadores.
7. As análises geoquímicas mostraram que a Formação Guia possui teor de carbono orgânico total muito baixo, Tmax entre 341° e 376°C, indicando uma evolução térmica imatura além do querogênio tipo IV, não possui potencial para a geração de óleo ou gás, e é constituído por matéria orgânica oxidada. Configurando assim ao sistema petrolífero Araras um aspecto não viável economicamente.

Agradecimentos

O primeiro autor gostaria de agradecer a CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Referências

- Adams A.E. & Mackenzie W.S. 1998. *A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. 1. edit. Stuttgart, Germany, Schweizerbart Science Publishers.
- Asmerom Y., Jacobsen S. B., Knoll A. H., Butterfield N. J., Swett K. 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(10): 2883-2894. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90453-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90453-C).

Almeida F.F.M. de. 1984. Província Tocantins Setor Sudoeste. *In: Almeida F.F.M. de. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E Blucher, p.265–281.

Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M.F., Dantas E.L., Uhlein A., Santos R. V., Sial A.N., Trompette R. 2011. Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Belt, Brazil. *Geol. Soc. Mem* **36**: 487–497. <https://doi.org/10.1144/M36.45>.

Alvarenga C.J.S. de, Dardenne M.A., Santos R. V., Brod E.R., Gioia S.M.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V.P. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Res* **13**: 469–479. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.05.004>.

Alvarenga C.J.S. de, Santos R. V., Dantas E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Res* **131**: 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.006>.

Bandeira J.S.J.C. da, Nogueira A.C.R., Petri S., Riccomini C., Trindade, R.I.F., Sial A.N., Hidalgo R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev Bras Geociências* **37**: 595–606. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007373595606>.

Bezerra Júnior A.C.B. 2018. *Rochas geradoras da Formação Guia, região de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso*. Orientador: José Bandeira Cavalcante da Silva Junior. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 50p.

Brelaz L.C. 2012. *Paleoambiente dos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, SW do estado do Mato Grosso*. Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira; Coorientadora: Renata Lourenço Lopes –MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, xvii, 64 p.

Bruce M. & Radke R.L.M. 1980. On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite. *SEPM J. Sediment. Res.*, **50**(4): 1149–1168. <https://doi.org/10.1306/212F7B9E-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G. de, Fuck R.A. 2013a. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian J Geol*, **43**: 583–597. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>

Cordani U.G., Pimentel M.M., De Araujo C.E.G., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013b. Was there an ediacaran clymene ocean in central south America? *Am J Sci*, **313**: 517–539. <https://doi.org/10.2475/06.2013.01>

Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res*, **15**: 396–407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>.

Derry L. A., Kaufman A. J., Jacobsen S. B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**(3): 1317–1329. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90064-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90064-P).

- DePaolo D. J. & Ingram, B. L. 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, **227**(4689): 938-941. <https://doi.org/10.1126/science.227.4689.938>.
- Dickson J.A.D., 1965. A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section. *Nature*, **205**: 587–587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>
- Dunham R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *In*: Ham, W. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks — A Symposium*. AAPG (American Association of Petroleum Geologists), Tulsa, Oklahoma, pp. 108–121.
- Espitalie J., Deroo G., Marquis F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. *Rev l'Institut Français du Pétrole*, **41**: 73–89. <https://doi.org/10.2516/ogst:1986003>
- Figueiredo M.F., 2010. *Quimioestratigrafia isotópica (C, O, S e Sr), geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2010.tde-23012011-172059>
- Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., Le Hir G., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C. V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., Warren S.G. 2017. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Sci Adv*, **3**. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A neoproterozoic snowball earth. *Science*, **281**: 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- Hoffman P.F., Schrag, D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nov*, **14**: 129–155. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x>
- Immenhauser A. 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Rev*, **96**: 107–139. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.06.003>
- Laznicka P. 1989. Breccias and ores. Part 1: History, organization and petrography of breccias. *Ore Geol Rev*, **4**: 315–344. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(89\)90009-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(89)90009-7)
- Li Z.X., Bogdanova S. V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res*, **160**: 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Li Z.X., Evans D.A.D., Halverson G.P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment Geol*, **294**: 219–232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>
- Machel H.G., Burton E. 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomites and their implications for studies of carbonate diagenesis. *In*: Barker C.E., Burruss R.C., Kopp O.C., Machel Hans G., Marshall D.J., Wright P., Colburn H.Y. (Eds.), *Luminescence Microscopy and Spectroscopy Qualitative and Quantitative Applications*. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 37–57. <https://doi.org/10.2110/scn.91.25>

- Mendonça Filho J.G., Menezes T., Mendonça J.O., Oliveira A., Silva T.F., Rondon N., Silva F.S. 2012. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches, in: *Geochemistry - Earth's System Processes*. InTech. <https://doi.org/10.5772/47126>
- Milhomem Neto J.M., Nogueira A.C.R., Macambira M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. *Brazilian J Geol* **43**: 385–400. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000200013>
- Mizusaki A. M. P. 1992. *Comportamento do Rb em SR em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica de rochas sedimentares* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo). <https://10.11606/T.44.1992.tde-27102015-131630>
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G.A., Gehling J.G. 2012. The ediacaran period. *Geol Time Scale*, **1**, 413–435. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00018-4>
- Navarro-Ciurana D., Corbella M., Cardellach E., Vindel E., Gómez-Gras D., Griera A. 2016. Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riópar area (Prebetic Zone, SE Spain). *Mar Pet Geol*, **71**: 310–328. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.005>
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. London, ed. Blackwell Science Ltd.
- Nogueira A.C.R. 2003. *A Plataforma Carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico*. Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2003.tde-07082015-111033>
- Nogueira A.C.R., Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) Na Parte Norte Da Faixa Paraguai E Sul Do Craton Amazônico, Brasil. *Rev Bras Geociências*, **36**: 576–587. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006364576587>
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chem Geol*, **237**: 168–190. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.016>
- Nogueira A.C.R., Romero G.R., Sanchez E.A.M., Domingos F.H.G., Bandeira J., Santos I.M., Pinheiro R.V.L., Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.W.L., Santos H.P., Rudnitzki I.D. 2018. The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. In: *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*. pp. 89–114. <https://doi.org/10.1002/9781119382508.ch6>
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. 2000. Cathodoluminescence in Geosciences an Introduction. In: *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–21. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_1
- Peters K.E., M., Cassa.R. 1994. Applied Source-Rock Geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (Eds.), *The Petroleum System. From Source to Trap*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, pp. 93–120.
- Rodriguez-Blanco J.D., Shaw S., Benning L.G. 2015. A route for the direct crystallization of dolomite. *Am Mineral*, **100**: 1172–1181. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4963>

- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *Int Geol Rev*, **55**: 185–203. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.692517>
- Rudnitzki I.D., Nogueira A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Rev Bras Geociências*, **42**: 633–645. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000400001>
- Sansjofre P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record. *Precambrian Res*, **241**: 185–202. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.11.004>
- Santos I.M. dos, Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E., Nogueira A.C.R., Santos H.P., Domingos F.H.G. 2020. Basement–cover relationships and deformation in the Northern Paraguai Belt, central Brazil: implications for the Neoproterozoic–early Paleozoic history of western Gondwana. *J Geol Soc London*, **177**: 475–491. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-184>
- Santos R.F. dos, Nogueira A.C.R., Romero G.R., Soares J.L., Bandeira Junior J. 2021. Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Res*, **354**. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106059>
- Santos H.P., Mángano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *J South Am Earth Sci*, **76**: 482–488. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.008>
- Schlager W. 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *Geol Mag*, **145**: 1–200. <https://doi.org/10.1017/S0016756807004177>
- Scholle P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks*. AAPG/Datapages.
- Searl A. 1989. Saddle dolomite: a new view of its nature and origin. *Mineral Mag*, **53**: 547–555. <https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.373.05>
- Soares J.L., Nogueira A.C.R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Rev Bras Geociências*, **38**: 715–729. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008384715729>
- Soares J.L., Nogueira A.C.R., dos Santos R.F., Sansjofre P., Ader M., Truckenbrodt W., 2020. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. *Sediment Geol*, **406**. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105720>
- Tissot B.P. & Welte D.H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag 2nd Editio, 699.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasileiro belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**: 267–270.

<https://doi.org/10.1130/G30510.1>

Tokashiki C. do C. & Saes G.S. 2008. Revisão estratiográfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Rev Bras Geociências*, **38**: 661–675. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008384661675>

Torquato J. R. & Kawashita, K. 1994. Geocronologia nuclear: capítulo V: O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, **7**, 91-123.

Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons.

Warren L. V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Anelli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**: 391–394. <https://doi.org/10.1130/G35304.1>

Wilson J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer New York, New York, NY. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>

Yu, W., Algeo, T.J., Zhou, Q., Du, Y., Wang, P. 2020. Cryogenian cap carbonate models: a review and critical assessment. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **552**. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109727>

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise dos dados petrográficos das rochas da Formação Guia, região de Nobres, na porção sul do cráton amazônico, na Bacia Araras-Alto Paraguai, possibilitou a identificação de seis microfácies: *Lime-mudstone* com terrígenos (Lt), *Lime-mudstone* betuminoso (Lb), *Lime-mudstone* maciço (Lm), Folhelho carbonático (Fc), Lime-Mudstone Brechado (Lbc) e Brecha deformada (Bd). Estas microfácies foram agrupadas em uma associação de fácies: Plataforma Profunda.

Plataforma esta desenvolvida sob um Cráton estável, sem atividades sísmicas e sem evidências da atuação de tempestades, mas sim ondas de tempo bom. Característico de um mar epicontinental raso, que recebia influxos de terrígenos esporadicamente, mas com ampla sedimentação carbonática lateralmente contínua por centenas de metros.

A diagênese de carbonatos individualizou os processos de: neomorfismo, maturação da matéria orgânica, dissolução compactação mecânica; cimentação de calcita espática, dolomitização, compactação química e migração de hidrocarbonetos.

A Formação Guia é a única unidade do Grupo Araras que não está dolomitizada totalmente. Localizada entre as rochas da Formação Mirassol d'Oeste e Serra do Quilombo, respectivamente abaixo e acima, onde a dolomitização é induzida por ação de bactérias redutoras de sulfato e pela percolação de fluidos nos poros e fraturas. A dolomitização na Formação Guia é parcial e a dolomita tem origem diagenética.

As análises geoquímicas mostraram que a Formação Guia possui teor de carbono orgânico total muito baixo, $T_{máx}$ entre 341° e 376°C, indicando uma evolução térmica imatura além do querogênio tipo IV, não possui potencial para a geração de óleo ou gás, e é constituído por matéria orgânica oxidada. Configurando assim ao Sistema Petrolífero Araras um aspecto não viável economicamente, mas que representa um registro de vida neoproterozoico.

REFERÊNCIAS

- Adams A. E. & Mackenzie W. S. 1998. Cathodoluminescence. *In: A colour Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. 1^a ed. London: *Manson Publishing*, p. 168-176.
- Alencar Q.S. 2017. *Fácies, petrografia e geocronologia Pb-Pb da formação guia, região de paranatinga – MT*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém. 69p.
- Allan JR & Wiggins WD. 1993. *Dolomite reservoirs: geochemical techniques for evaluating origin and distribution*. Tulsa, AAPG.
- 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 C.J.S., Dardenne M.A.; Santos R.V., Brod E.R., Gioia S.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V.P. 2008. Isotope Stratigraphy of Neoproterozoic Cap Carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, **13**:469 – 479.
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil *Precambrian Research*, **131**: 1-21
- Babinski M., Trindade R., Alvarenga J., Boggiani P., Liu D., Santos R. 2006. *Geochronological Constrains on the Neoproterozoic Glaciations in Brazil*. Resumo, p.19.
- Bailey T.R. 2000. Dissolution Methods for Strontium Isotope Stratigraphy: Whole Rock Analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A. C., Collins A. S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 323-340.
- Banner J. L. & Hanson G. N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 3123-3137.
- Bartley J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. 2007. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chemical Geology*, **237**:211-232.
- Batalha R.S. 2017. *Estudo de Minerais Pesados, Análise Morfológica e Datação U-Pb por ICPMS-LA de Zircão Detrítico - Proveniência dos Metassedimentos do Grupo Cuiabá, Faixa Paraguai Norte-MT*. MS Dissertation, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 173 p.
- Boggs S. 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Brand U. & Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements. *Journal of Sedimentary Research*, **50**: 1219-1236.

Brelaz L.C. 2012. *Paleoambiente dos Calcários e Folhelhos Betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, Sudoeste do Estado do Mato Grosso*. MS Dissertation – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 64p.

Burchette T.P. & Wright V.P. 1992. Carbonate Ramp Depositional Systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.

Choquette P.W & Hiatt E.E. 2008. Shallow burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology*, **55**: 423-460.

Cordani U. G., Brito-Neves B. B., D'Agrella-Filho M. S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **62**: 275-28

Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**:396-407.

Cordani U. G., Pimentel M. M., de Araújo C. E. G., Fuck R. A. 2013a. The Significance of The Transbrasiliiano-Kandi Tectonic Corridor For The Amalgamation Of West Gondwana. *Brazilian journal of Geology*, **43**(3): 583-597.

Cordani U.G., Pimentel M.M., Ganade de Araújo C.E., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013b. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science*, **313**:517-539

Dickson J. A. D. 1965. "A modified staining technique for carbonates in thin section." *Nature*. 587p.

Davydov V., Korn D., Schmitz M. 2012. The Carboniferous Period. In: Gradstein F., Ogg J.; Schmitz M., Ogg G. (eds). Geological Time Scale. Amsterdam. *Elsevier*. 603 – 651.

Dunham R.J. 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. Ham (Ed.) Classification of carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, p.108-121.

Espitalié J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J., Boutefeu A. 1977. *Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution*. Revue de l'Institut Français du Pétrole, **32**: 23-42.

Eyles N. & Januszczak N. 2004. —Zipper-rift||: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750Ma. *Earth-Science Reviews*, **65**:1-73

Figueiredo M.F. 2010 Químioestratigrafia isotópica (C, O, S e Sr), geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. PhD Thesis. Universidade de São Paulo. 198p.

Font E., Nédélec A., Trindade R. I. F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**(1-2): 89-103.

Fölling P. G. & Frimmel H. E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, **14**: 69-88.

Frimmel H.E. 2008. REE geochemistry of Neoproterozoic carbonates: Deviations from normal marine signatures. *International Geological Congress*, Oslo. MPC-03, p. 1, D-Rom.

Frimmel H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, **258**:338-353.

Frimmel, H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian research*, **182**(4):239-253.

Halverson G.P., Maloof A., Hoffman P. 2004. The Marinoan Glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research*, **16**:297-324.

Hiatt E. E., & Pufahl P. K. 2014. Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: a review of applications for understanding diagenesis, reservoir quality and pore system evolution. *Short Course*, **45**, 75-96.

Hidalgo R.L., Petri S., Nogueira A.C.R. 2008. *Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonate sequences in Brazil*. In: 26th IAS Meeting of Sedimentology. Bochun.

Hoffman P. F., & Kaufman A. J., Halverson G. P., e Schrag D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth. science*, **281**(5381): 1342-1346.

Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African. Earth Science*, **28**::17-33.

Hofman P.F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth Hypothesis; Testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14** (3): 129-155.

Hoffman P. F., Abbot D. S., Ashkenazy Y., Benn D. I., Brocks J. J., Cohen P. A., Warren S. G. 2017. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, **3**(11).

Hood A. V., Wallace M. W., e Drysdale R. N. 2011. Neoproterozoic aragonite-dolomite seas? Widespread marine dolomite precipitation in Cryogenian reef complexes. *Geology*, **39**(9): 871-874.

Hood A. V., e Wallace M. W. 2014. Marine cements reveal the structure of an anoxic, ferruginous Neoproterozoic Ocean. *Journal of the Geological Society*, **171**(6): 741-744.

Hunt J. M., Philp R. P., Kvenvolden K. A. 2002. Early developments in petroleum geochemistry. *Organic Geochemistry*, **33**(9): 1025-1052.

Jacobsen S. B. & Kaufman A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**(1-3): 37-57.

James N.P. & Jones B. 2015. *Origin of carbonate sedimentary rocks*. John Willey and Sons, 464 p

Júnior G. R. S., Nogueira A. C., Neto E. V. S., Moura C. A., Araújo B. Q., Reis, F de AM. 2016. Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**: 7-24.

Junior A. C. B. B. 2018. *Rochas geradoras da Formação Guia, Neoproterozoico do sul do Cráton Amazônico, região de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso*. MS Dissertation – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, p 37.

Kah L. C. 2000. *Depositional $\delta^{18}O$ signatures in Proterozoic dolostones: constraints on seawater chemistry and early diagenesis*.

Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic compositional of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**::27-49.

Knoll A.H. Walter M.R., Narbonne G.Y.M., Christie-Blick N. 2006. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale, in: Gradsteins, F., Ogg, J., Schmitz, M., e Ogg, G. orgs., Lethaia, *Elsevier Publisher*, Oxford, **39**: 13-30.

Laznicka P. *Breccias and Coarse Fragmentites*. Petrology, Environments, Associations, Ores. Elsevier. P, 842.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Colins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.*, **160**:179-210.

Li Z. X., Evans D. A., Halverson G. P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology*, **294**: 219-232.

Ludwig K.R. 2004. User's manual for ISOPLOT/EX: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center. Special Publication, **4**:1-7.

Machel H. G. 2000. *Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis*. In Cathodoluminescence in geosciences (pp. 271-301). Springer, Berlin, Heidelberg.

Macdonald F. A., Schmitz M. D., Crowley J. L., Roots C. F., Jones D. S., Maloof A. C., Schrag D. P. 2010. Calibrating the cryogenian. *Science*, **327**(5970): 1241-1243.

McLennan S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, **21**:169-200.

Mendonça Filho J. G., Menezes T. R., de Oliveira Mendonça J., de Oliveira A. D., da Silva T. F., Rondon N. F., da Silva F. S. 2012. Organic facies: palynofacies and organic geochemistry approaches. *Geochemistry-Earth's System Processes*. 211 – 248.

Milhomem Neto J. M., Nogueira A. C. R., Macambira M. J. B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, **2**:385-400

- Narbonne G. M., Xiao S., Shields G. A., Gehling J. G. 2012. *The Ediacaran Period*. The geologic time scale, 1, 413-435.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. London, Blackwell Science Ltd., 335 p.
- Nogueira A.C.R. 2003. *A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 173.
- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) Na Parte Norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 623-640.
- Nogueira A.C.R.; Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R., 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- Nogueira A. C. R., Romero G. R., Sanchez E. A. M., Domingos F. H. G., Bandeira J., dos Santos I. M., Rudnitzki I. D. 2018. The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*, 89-114.
- Ogg J. G., Ogg G. M., Gradstein F. M. 2016. *A concise geologic time scale: 2016*. [S.l.], Elsevier.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K., Siegesmund S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, **8**(6): 1431-1445.
- Ouyang Q., Zhou C., Xiao S., Guan C., Chen Z., Yuan X., Sun Y. 2021. Distribution of Ediacaran acanthomorphic acritarchs in the lower Doushantuo Formation of the Yangtze Gorges area, South China: Evolutionary and stratigraphic implications. *Precambrian Research*, **353**: 106005.
- Pagel M.; Barbin V.; Blanc P.; Ohnenstetter D. *Cathodoluminescence in geosciences: An introduction*. In: Cathodoluminescence in geosciences. Berlin: Springer-Verlag, 2000. p. 2-15
- Rodler A.S., R. Frei, C. Gaucher, G.J.B. Germs 2016. Chromium isotope, REE and redox-sensitive trace element chemostratigraphy across the late Neoproterozoic Ghaub glaciation, Otavi Group, Namibia. *Precambrian Research*, **286**: 234-249.
- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R. Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil: *International Geology Review*, **55**:185-203.
- Rudnitzki I. D. 2015. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da porção superior do Grupo Araras, neoproterozoico da faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.145p.

Rudnitzki I.D. & Nogueira A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Brazilian Journal of Geology*. **42**(4):633-645.

Santos I. M. 2016. *Revisão estratigráfica e tectônica dos Grupos Cuiabá e Araras no contexto da Faixa Paraguai (MT)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, 128 p.

Santos H. P. O. 2018. Cambriano no Sudeste do Cráton Amazônico: paleoambiente, proveniência e implicações evolutivas para o Gondwana Oeste. Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 121p.

Santos H.P., Mángano M. G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D., 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the Southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*. **76**: 482-488.

Sansjofre P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard N. 2014. Paleoenvironment reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals records. *Precambrian Research*. **241**:185-202.

Soares J. L. 2008. *Estratigrafia e paleoambiente da capa carbonática neoproterozóica, sul do cráton amazônico, região de Tangará da Serra (MT)*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas. Manaus, 70p.

Soares J. L. 2012. *Paleoambiente e isótopos de C e O da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT), Margem Sul do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 152p.

Soares J.L., Nogueira A.C.R., Domingos F., Riccomini C. 2013. Synsedimentary deformation and paleoseismic Record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **48**:58-72.

Soares J. L., Nogueira A. C. R., dos Santos R. F., Sansjofre, P., Ader, M., e Truckenbrodt W. 2020. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. *Sedimentary Geology*, **406**: 105720.

Sumner D.Y. 2002. Decimetre-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea floor and implications for Neoproterozoic Ocean chemistry. In: Altermann W. & Corcoran P.L. (eds.). *Precambrian sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems*. [S.l.], Wiley-Blackwell. p. 107-120. (Spec. Publs. int. Sediment, 33).

Tissot B.P. & Welte D.H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. La Habra, California. Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Tohver E., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic Record of Africa and South America for 1200 – 500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Res.*, **147**: 193-222.

Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**:267 -270.

Tokashiki C. C. & Saes G. S., 2008. Revisão estratiográfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 661-675.

Torsvik T. H. & Cocks L. R. M. 2013. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation. *Geological Society, London, Memoirs*, **38**(1): 5-24.

Trindade R.I.F., D'Agrella-Filho M.S., Epof F., Brito Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**: 361-377.

Trompette R. 1994. Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350p.

Tucker M.E. & Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell, 482 p.

Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3rd Edition, Oxford, Blackwell Science, 262 p.

Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a mantle event at 900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 295-302.

Whitaker F. F. & Xiao Y. 2010. Reactive transport modeling of early burial dolomitization of carbonate platforms by geothermal convection. *AAPG bulletin*, **94**(6): 889-917.

Witkowski F. W., Blundell D. J., Gutteridge P., Horbury A. D., Oxtoby N. H., Qing H. 2000. Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(10): 1085-1093.

Zhao Y., Zheng Y., Chen F. 2009. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China. *Chemical Geology*, **265**:345-362.