



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 538

**ROCHAS GERADORAS DA FORMAÇÃO GUIA,
NEOPROTEROZOICO DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO,
REGIÃO DE CÁCERES E NOBRES, ESTADO DO MATO
GROSSO**

Dissertação apresentada por:

ALEXANDRE CASTELO BRANCO BEZERRA JUNIOR

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da S. Junior (UFPA)

BELÉM

2018

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

- C348r Bezerra Junior, Alexandre Castelo Branco, 1990-
Rochas geradoras da Formação Guia, Neoproterozoico do sul do Cráton Amazônico, região de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso. / Alexandre Castelo Branco Bezerra Junior. — 2018.
66 f. : il. Color
- Inclui bibliografias
- Orientação: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Belém, 2018.
1. Formação Guia. 2. Mares epicontinentais. 3. Bacia Intracratônica. 4. Sistema Petrolífero. 5. Hidrocarbonetos.

CDD 338.27280981



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

**ROCHAS GERADORAS DA FORMAÇÃO GUIA,
NEOPROTEROZOICO DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO,
REGIÃO DE CÁCERES E NOBRES, ESTADO DO MATO
GROSSO**

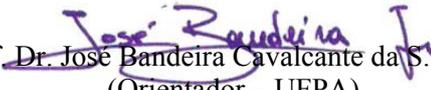
Dissertação apresentada por

ALEXANDRE CASTELO BRANCO BEZERRA JUNIOR

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

Data de Aprovação: 24 / 10 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da S. Junior
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitski
(Membro – UFOP)


Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira
(Membro – UFPA)

*Dedico este trabalho
à minha família.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus por todas as oportunidades que tem me proporcionado e por ter iluminado meu caminho durante a minha vida.

Aos meus pais, por sempre terem insistido que o estudo é o melhor caminho e me proporcionarem sempre, dentro do possível, as melhores condições para que eu desenvolvesse meus estudos. Portanto, sou muito grato as minhas mães Ana Paula e Ana, meus pais João e Ernani, assim como meus tios e tias que sempre prestaram auxílio quando necessitei. E claro, à minha namorada Jhuli por estar sempre ao meu lado.

Aos companheiros da sala 05: Roberto, Meireanny e Raiza. Afinal, estamos caminhando juntos desde o início da graduação. À rapaziada da sala 08. Em especial ao Pedro e Hudson, por sempre ajudarem em discussões e tirarem dúvidas de cunho geológico e pelos momentos de ócio e procrastinação.

Ao Guilherme, por me auxiliar e estar sempre presente em quase todos os problemas que ocorreram durante o mestrado (e não foram poucos). Se contabilizarmos, tivemos mais problemas que dados.

Ao Professor José Bandeira por ter me apoiado desde bolsa de iniciação científica, em 2013 e, por conseguinte nos trabalhos de conclusão de curso e agora no mestrado.

Ao Professor Afonso Nogueira pelo auxílio acadêmico e profissional. De uma forma ou de outra também pode ser considerado como meu orientador desde 2013, pois sempre nos ajudou. Ao longo destes anos tem sido um grande parceiro dentro da Faculdade de Geologia.

Ao Professor, Egberto Pereira, da UERJ, pela execução das análises de COT. Aos Professores Sidney (UFPI), Paulo Miranda e Anita (Unicamp) por terem se disponibilizado a auxiliar nas análises de biomarcadores. Uma pena as amostras não terem dado resultado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG) e à Agência Nacional do Petróleo e Gás (ANP), pelo apoio financeiro e bolsa de estudo.

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”.
Marthin Luther King

RESUMO

Extensos mares epíricos instalados na porção oeste do Gondwana, no final do Neoproterozoico, foram influenciados pelo último evento glacial global Marinoano (635 Ma) ligado a hipótese de *Snowball Earth*. A rápida mudança nas condições de *icehouse* para *greenhouse* favoreceu o desenvolvimento de extensas plataformas carbonáticas na margem sudeste do Cráton Amazônico, num contexto de Bacia Intracratônica, invertida no início do Paleozoico. Nesta região, estão expostos os depósitos do Grupo Araras, que registram a evolução das plataformas carbonáticas pós-glaciais. O Grupo Araras é composto, da base para o topo, pelas formações Mirassol d'Oeste (capa dolomítica), Guia (capa calcária), Serra do Quilombo e Nobres. A Formação Guia, objeto deste estudo, tem a sua base interpretada como capa calcária com até 30 metros de espessura nas ocorrências sobre o Cráton e depósitos de plataforma com até 225 metros na Bacia Intracratônica. Esta unidade consiste em calcários micríticos e folhelhos transgressivos ricos em matéria orgânica apresentando excelentes exposições nas regiões de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso, consistindo nas seguintes fácies/microfácies: *mudstone* calcífero (Mc); *wackestone* com terrígenos (Wt); *mudstone* com intraclastos (Mi); e brecha calcária (Bc). Este monótono conjunto de fácies/microfácies foi interpretado como um paleoambiente de plataforma marinha rasa abaixo do nível de ondas de tempestades, na zona *offshore*, sob condições redutoras. Estilólitos e *dissolution seams* são frequentes nas microfácies Mc e Wt, assim como, a presença de betume e pirita preenchendo poros intercrystalinos. A fácies Wt apresenta conteúdo de terrígenos acima de 10%, representados por grãos de quartzo e muscovita, ambos variando de silte a areia fina. A análise dos grãos de quartzo por catodoluminescência indicam proveniência de fontes ígneas e metamórficas de médio a alto grau. A quantidade anômala de terrígenos disseminados nas fácies micríticas, considerada uma inversão textural, sugere influxo siliciclástico de margens próximas da bacia condizentes com um contexto paleogeográfico de mares epíricos proposto para o núcleo do Gondwana Oeste. A análise de Conteúdo Orgânico Total (COT) indicou na sucessão aflorante na região de Cáceres valores de COT entre 0,06% a 0,23%, enquanto na região de Nobres, os depósitos apresentam valores entre 0,05 e 0,27%, condizentes com acumulações neoproterozoicas ao redor do mundo (geralmente inferiores a 1%). Esta acumulação de hidrocarboneto, apesar de inviável economicamente, compõe um sistema petrolífero não-convencional denominado de Araras. De tal forma que a sucessão estudada (Fm. Guia) constitui a rocha

geradora e reservatório deste sistema e os dolomitos da Formação Serra do Quilombo representam a rocha selante. São registradas pelo menos duas fases de migração de hidrocarboneto, associados aos eventos tectônicos no Ediacarano superior e início do Paleozoico, com a abertura das bacias do Parecis e Paraná.

Palavras-chave: Formação Guia. Mares epicontinentais. Bacia Intracratônica. Sistema Petrolífero. Hidrocarbonetos.

ABSTRACT

Extensive epeiric seas installed in the western Gondwana at the Upper Neoproterozoic were influenced by the last global glacial Marinoan event (635 Ma) linked to the Snowball Earth hypothesis. The rapid change in icehouse for greenhouse conditions favored the development of wide carbonaceous platforms on the southeastern margin of the Amazonian Craton, in the context of the Intracratonic Basin, reversed at the beginning of the Paleozoic. In this region, the deposits of the Araras Group are exposed, which record the evolution of the post-glacial carbonaceous platforms. The Araras Group is composed, from the base to the top, by the Mirassol d'Oeste (cap dolomitic), Guia (cap limestone), Serra do Quilombo and Nobres formations. The Guia Formation, object of this study, has its base interpreted as limestone cap with up to 30 meters thickness in the occurrences on the Craton and platform deposits with up to 225 meters in the Intracratonic Basin. This unit consists of micritic limestones and transgressive shales rich in organic matter presenting excellent exposures in the regions of Cáceres and Nobres, State of Mato Grosso, consisting of the following facies/microfacies: limemudstone; wackestone with terrigenous; mudstone with intraclastic; and limestone breccia. This monotonous set of facies/microfacies was interpreted as a shallow marine platform paleoenvironment below the level of storm waves in the offshore zone under reducing conditions. Stilolites and dissolution seams are common in Mc and Wt microfacies, as well as the presence of bitumen and pyrite filling inter-crystalline pores. The facies Wt presents a variation of terrigenous content of 5% to 35%, represented by grains of quartz and muscovite, both varying from silt to fine sand. The analysis of the quartz grains by cathodoluminescence indicate the origin of igneous and metamorphic sources from medium to high grade. The anomalous amount of terrigenous disseminated in the micritic facies, considered a textural inversion, suggests siliciclastic influx of margins close to the basin, consistent with a paleogeographic context of epeiric seas proposed by previous studies for the core of West Gondwana. The analysis of Total Organic Content (TOC) indicated in the outcropping succession in the region of Cáceres TOC values between 0.06% and 0.23%, while in the Nobres region, the deposits presented values between 0.05 and 0.27%, consistent with neoproterozoic accumulations around the world (generally less than 1%). This hydrocarbon accumulation, although economically irrelevant, composes an unconventional petroleum system called Araras. In such a way that the studied succession (Fm. Guia) constitutes the generating and reservoir rock of this system and the dolomites

of the Serra do Quilombo Formation represent the sealing rock. At least two stages of hydrocarbon migration are recorded, associated to the tectonic events in the Upper Ediacaran and Early Paleozoic, with the opening of the Parecis and Paraná basins.

Keywords: Guia Formation. Epeiric Seas. Intracratonic Basin. Petroleum System. Hydrocarbons.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Mapa de localização das áreas de estudo situadas na porção oeste do Estado do Mato Grosso. A pedreira EMAL (Empresa de Mineração Aripuanã Ltda, Unidade Camil) está localizada na BR-070, km-708, cerca de 20 km da sede municipal. Em Nobres, a Formação Guia está exposta pela frente de lavra da pedreira COPACEL (Unidade 2 - Grupo Copacel Indústria e Comércio de Calcário e Cereais Ltda), situada na BR-163/364, no km-477, distante cerca de 6 km da sede municipal. 2
- Figura 2: Contextualização A) Configuração esquemática das duas porções do Gondwana (Oeste e Leste), conforme Meert e Lieberman (2008, adaptado de Gray et al. 2007). B) Evolução das massas continentais até a formação do Gondwana, por volta de 600 Ma, modificado de D'Agrella-Filho & Cordani (2017). I-Posição dos blocos continentais quando estavam separados pelo Oceano Goiás-Farusiano; II-Aglutinação do Gondwana Oeste, e fechamento do Oceano Goiás-Farusiano gerando uma extensa faixa orogênica; III-Abertura do Oceano Iapetus, separando os blocos Laurásia e Báltica do Gondwana Oeste. C) Correlação entre as fácies anômalas de vários depósitos de capa carbonática com a indicação do aumento do nível do mar, adaptado de Allen e Hoffman (2005). 9
- Figura 3: Principais Sistemas Petrolíferos Pré-Cambrianos divididos em “potencial” e “produzindo/comprovado”. O Sistema Perolífero Araras pode ser classificado como “potencial” uma vez todos os elementos necessários já são conhecidos, porém não apresenta volume comercial de hidrocarboneto, conforme Craig et al. (2009)..... 12
- Figura 4: Contextualização atual da porção do sul Cráton Amazônico. A Faixa Paraguai é composta pelas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá. Enquanto que a Bacia Intracratônica invertida compreende sucessão sedimentar não-metamorfizada, composta pela Formação Puga e pelos grupos Araras e Alto Paraguai. Conforme Santos (2016) e Nogueira et al. (2018). 14
- Figura 5: Quadro litoestratigráfico da Bacia intracratônica, com destaque para a Formação Guia, que é o objetivo deste trabalho. 1- Nogueira et al. (2003); 2- Babinski et al. (2006); 3- Romero et al., 2012; 4- Hidalgo (2007) e; 5- Santos et al. (2017). 18

- Figura 6: Fotomicrografias de catodoluminescência da fácies Wt. A) Fotomicrografia sob nicóis //. B) Evidência da laminação reforçada pela disposição dos grãos detríticos envoltos pela matriz calcítica (vermelha). Os grãos de quartzo ocorrem na cor azul e marrom. Grãos amarelos são referentes a feldspatos. Lamelas de muscovita são não-luminescentes. Fotomicrografia sob nicóis X. Escala 300 μm 20
- Figura 7: Perfil da Formação Guia confeccionado nas pedreiras Emal-Camil e Copacel, no Estado do Mato Grosso. Na pedreira Copacel o contato entre as formações Puga e Guia é inferido devido a exposição dos diamictitos do lado de fora da pedreira. Ver localização na Figura 1. 22
- Figura 8: Seção N-S na pedreira Emal-Camil (a) e seção mostrando a transição entre as fácies Mc e Wt na pedreira Copacel. c) limite (linha laranja) entre os calcários laminados da Formação Guia e o depósito de brecha dolomítica da Formação Serra do Quilombo d) laminações caracterizadas pela coloração cinza claro e cinza escuro da fácies Mc e) fácies Bc entre a fácies Mc f) pacote espesso da fácies Wt. 24
- Figura 9: Relação entre matriz carbonática e a presença anômala de terrígenos, tamanho silte a areia fina, em fácies de plataforma profunda. Ritmitos com tendência de aumento de grãos terrígenos para o topo são frequentes ao longo da sucessão, como mostrado nas fotomicrografias I, II e III. A quantidade de terrígenos pode chegar a 35%. Essa variação na quantidade de terrígenos pode estar relacionada com as condições físico-químicas da água, que em determinados momentos eram mais favoráveis a precipitação do CaCO_3 26
- Figura 10: Aspectos petrográficos da Formação Guia. A) Arcabouço da microfácies Mc, onde a presença de estilólitos é comum. B) Betume preenchendo poros intercrystalinos na microfácies Mc. C) Níveis ricos em pirita obliterando poros intercrystalinos e vug. A ocorrência de pirita indica um ambiente anóxico, propício para preservação da matéria orgânica. D) Microfácies Mt, com e sem tingimento, mostrando claramente a presença de grãos de quartzo em meio a matriz calcítica. Nesta fácies a presença de dissolution seams é intensa. E) Cimento de sílica microcristalina e cimento de calcita de granulação fina, fácies Mt. E) Intraclastos arredondados e oblatos, engolfados pela matriz calcítica da fácies Mi. Be = betume; Pi = pirita; Si = cimento de sílica; Ca = cimento de calcita; Ic = intraclasto. 27

Figura 11: Dados de COT e comparação com outros depósitos neoproterozoicos. a) dados médios de COT dos principais depósitos de capa carbonática marinoana. b) localização das pedreiras Emal-Camil (estrela amarela) e Copacel (estrela verde) referentes a este trabalho, e os municípios de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, onde foram coletadas as amostras do trabalho de Souza Junior c) valores de COT (%) da Formação Guia, tanto na porção central da bacia (dados deste trabalho) como do sul do Cráton Amazônico, evidenciando os valores baixos. 1 – Brasil; 2- Canadá; 3- Escócia; 4- China; 5- Oman; 6- Sibéria; E 7- Índia. Referências no texto. 31

Figura 12: Reconstrução esquemática do mar epicontinental Guia. A) Paleogeografia da Gondwana Ocidental, destacando a Bacia Intracratônica B) Contextualização paleoambiental pós-glaciação Marinoana. Implantação de mares epicontinentais em regiões rebaixadas e/ou inundadas pelo degelo sob condições de greenhouse C) Seção do mar Guia mostrando a sequência sedimentar sobre as rochas dobradas do Grupo Cuiabá, diamictitos e dolomitos das formações Puga e Mirassol d'Oeste, respectivamente. Sobre estes depósitos ocorreu a precipitação dos calcários da Formação Guia. Este depósito carbonático recebeu esporadicamente influxo de sedimentos siliclásticos (D), como quartzo e muscovita, de tamanho silte a areia fina D) Ilustração da decantação dos grãos de quartzo na porção mais distal da plataforma. Fotomicrografia evidenciando níveis ricos em grãos quartzo..... 35

Figura 13: Carta de eventos do Sistema Petrolífero Araras. A migração dos fluidos ocorreu em dois eventos distintos, sendo um ligado a uplifts no Ediacarano e o outro relacionado a abertura das bacias paleozoicas do Parecis e Paraná. 36

Figura 14: Evidência de migração primária. Preenchimento de porosidades fenestrais em nível estromatolítico do topo da Formação Mirassol d'Oeste, próximo ao contato com a Formação Guia. Be = betume; Do = Dolomita. Fonte: Imagens cedidas por Afonso Nogueira. 38

Figura 15: Evidências de migração secundária. A) Fraturas preenchidas por betume (setas vermelhas); B); (B) e (C) porosidades secundárias preenchidas por betume. Be = betume; Ca = calcita; Do = dolomita. Fonte: Imagens cedidas por Afonso Nogueira. 40

Figura 16: Modelo esquemático dos eventos que influenciaram na evolução do Sistema

Petrolífero Araras. **A)** Extensos mares epíricos instalados nas margens cratônicas no núcleo do Gondwana Oeste sobre os depósitos do embasamento foram perturbados durante o Criogeniano Superior (640-635 Ma) pelo último evento de glaciação global (Marinoano) ligado a hipótese de Snowball Earth com a deposição de diamictons e siliciclásticos da Formação Puga. Após o estabelecimento das condições de greenhouse, extensas plataformas carbonáticas foram estabelecidas sobre os mares epíricos num contexto muito similar as bacias intracratônicas de margem passiva **B)** Capas carbonáticas dolomíticas de mar raso depositadas em 627 Ma (Formação Mirassol d'Oeste) foram sucedidas em 622 Ma por depósitos micríticos transgressivos ricos em matéria orgânica (base da Formação Guia). Este mar era supersaturado em CaCO_3 com precipitação de cristais de aragonita que foi paulatinamente sucedido por condições normais de precipitação de micrito. Estes espessos pacotes de calcário fino foram preservados pela eficiente subsidência da bacia **C)** A sobrecarga (pressão litostática) exercida pelos pacotes sobrepostos das formações Serra do Quilombo e Nobres deu início ao processo de maturação da matéria orgânica **D)** Sugerimos que o primeiro evento de migração da matéria orgânica tenha ocorrido durante o uplift termal do pacote sedimentar da bacia. Este evento tectônico expôs a plataforma Araras por aproximadamente 80 Ma. Neste período ocorreu erosão do pacote carbonático. Esta migração propiciou o acúmulo de hidrocarboneto em porosidade primárias tanto da Formação Guia, como no topo da Formação Mirassol d'Oeste **E)** Após este período de exposição da plataforma, teve início a subsidência térmica. Este último evento propiciou a continuação do preenchimento da Bacia Intracratônica, num sistema de plataforma epicontinental siliciclástica cambro-ordoviciano, representado pelas formações Raizama e Sepotuba, que compõe o Grupo Alto Paraguai. A idade deste grupo tem sido balizada pela presença de skolithos na base da Formação Raizama **F)** A reativação de estruturas do embasamento serviu de gatilho para o segundo evento de migração dos hidrocarbonetos. No entanto, esta migração foi mais insipiente, onde os HC ficaram acumulados principalmente em fraturas e porosidade secundária. Esta sucessão de eventos tectônicos não gerou temperatura suficiente para que houvesse metamorfismo. Porém, podem ter contribuído para degradação parcial da matéria orgânica. 40

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.3 MÉTODOS.....	3
1.3.1 Análise faciológica.....	3
1.3.2 Petrografia de carbonatos.....	4
1.3.3 Catodoluminescência.....	4
1.3.4 Carbono orgânico total (COT).....	5
CAPÍTULO 2 – EVENTOS DO NEOPROTEROZOICO.....	6
2.1 PALEOGEOGRAFIA DO GONDWANA OESTE E OCEANOS DO CRIOGENIANO.....	6
2.2 GLACIAÇÕES GLOBAIS/CAPAS CARBONÁTICAS.....	7
2.3 TRANSGRESSÕES PÓS-GLACIAIS / INSTALAÇÃO DAS PLATAFORMAS....	10
2.4 SISTEMAS PETROLÍFEROS PRÉ-CAMBRIANOS.....	11
CAPÍTULO 3 – O SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO E FAIXA PARAGUAI NORTE.....	13
3.1 ARCABOUÇO LISTOESTRATIGRÁFICO.....	14
3.2 GRUPO ARARAS.....	14
3.2.1 Formação Mirassol D’oeste.....	15
3.2.2 Formação Guia.....	15
3.2.3 Formação Serra do Quilombo.....	16
3.2.4 Formação Nobres.....	17
3.3 IDADES.....	17

4 – RESULTADOS.....	19
4.1 ASPECTOS GERAIS.....	19
4.2 CATODOLUMINESCÊNCIA.....	19
4.3 ANÁLISE DO CONTEÚDO ORGÂNICO TOTAL (COT).....	20
4.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES – COSTA AFORA (<i>OFFSHORE</i>).....	22
CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO GERAL.....	28
5.1 DISCUSSÃO DOS DADOS DE COT.....	29
5.2 MAR EPICONTINENTAL GUIA.....	32
5.3 EVOLUÇÃO DO SISTEMA PETROLÍFERO.....	35
5.3.1 Origem e deposição da matéria orgânica.....	36
5.3.2 Formação das trapas.....	37
5.3.3 Eventos de migração e acúmulo do hidrocarboneto.....	37
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES FINAIS.....	42
REFERÊNCIAS.....	43

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A transgressão marinha resultante da glaciação global Marinoano (635 Ma), que atingiu baixas latitudes (Hoffman 1998, Hoffman & Shrag 2002), favoreceu o desenvolvimento de uma extensa plataforma carbonática (em zona de *offshore*) moderadamente profunda e sob condições anóxicas, durante o Ediacarano Médio, (Brelaz 2012, Soares *et al.* 2013, Sansjofre *et al.* 2014, Nogueira *et al.* 2018). Trabalhos prévios têm associado estes depósitos a uma Bacia Intracratônica, invertida no início do Paleozoico, discordando do que vinha sendo considerado há décadas (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). Pois, anteriormente o registro sedimentar do sudeste do Cráton Amazônico era atribuído a uma bacia tipo *foreland* (antepaís), ligada ao evento Brasileiro/Pan-Africano, o qual envolveu os blocos continentais Amazônico, São Francisco-Congo, Oeste-Africano e Rio de La Plata, formando uma extensa zona de sutura que inclui as faixas de dobramento Araguaia e Paraguai, nas porções leste e sudoeste Cráton Amazônico, respectivamente (Almeida 1964, 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001, Alvarenga *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2007, Thover *et al.* 2010, Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014, McGee *et al.* 2014, 2015). Esta tectônica convergente (regime transpressivo) é registrada apenas nas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá, atualmente reconhecido como Faixa Paraguai, formada no Criogeniano Superior, ~640 Ma. Em seguida, um regime transtensivo foi imposto à região, o que possibilitou o desenvolvimento da Bacia Intracratônica (Cordani *et al.* 2013a, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018).

A sequência carbonática desta bacia é caracterizada pelo Grupo Araras, sendo a Formação Guia - objeto deste estudo - representante da máxima transgressão (glacioeustática) durante o Ediacarano Médio. Os afloramentos estudados foram expostos pela frente de lavra das pedreiras Emal, no município de Cáceres, e Copacel, no município de Nobres, ambas no Estado do Mato Grosso (Figura 1).

O estabelecimento da plataforma calcária moderadamente profunda, abaixo da base de ondas de tempestade, tornou o ambiente anóxico, pelo menos na interface água-sedimento, o que possibilitou a preservação da matéria orgânica. A presença de migrabetume ao longo desta sucessão calcária tem associado a Formação Guia a rocha geradora do Sistema Petrolífero Araras – SPA (Nogueira *et al.* 2001). Bolsões de betume também são encontrados no topo da capa dolomítica, principalmente em porosidades

fenestradas. Assim, a rocha reservatório do SPA é compreendida pelos dolomitos do topo da Formação Mirassol d'Oeste e pelos calcários da Formação Guia. Enquanto que os dolomitos da Formação Serra do Quilombo constituem a rocha selante. O estudo de sistemas petrolíferos neoproterozoicos tem ganhado relevância devido a descoberta de acumulações de petróleo economicamente viáveis, como por exemplo na Rússia, Omã e China, geralmente associados às transgressões pós-glaciais (Craig *et al.* 2009, Ghori *et al.* 2009, Bhat *et al.* 2012).

Esta pesquisa teve como objetivo a reconstituição do paleoambiente deposicional da Formação Guia, além da composição de uma carta de eventos para o Sistema Petrolífero Araras. A composição desta carta se baseou em dados obtidos neste trabalho, em pesquisas na porção central e oeste da Bacia Intracratônica (Eli *et al.* 2007, Soares *et al.* 2013, Sansjofre *et al.* 2014, Santos 2016, Souza Jr *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018).

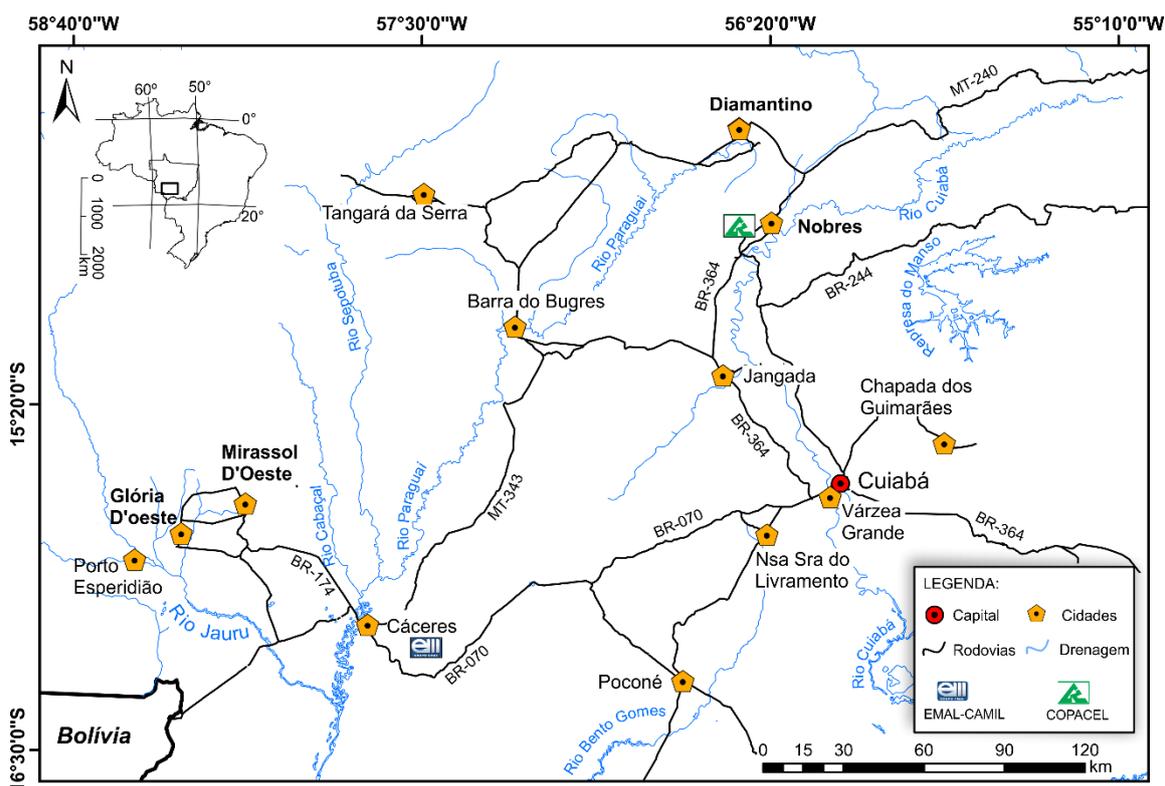


Figura 1: Mapa de localização das áreas de estudo situadas na porção oeste do Estado do Mato Grosso. A pedreira EMAL (Empresa de Mineração Aripuanã Ltda, Unidade Camil) está localizada na BR-070, km-708, cerca de 20 km da sede municipal. Em Nobres, a Formação Guia está exposta pela frente de lavra da pedreira COPACEL (Unidade 2 - Grupo Copacel Indústria e Comércio de Calcário e Cereais Ltda), situada na BR-163/364, no km-477, distante cerca de 6 km da sede municipal.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo compor a carta de eventos para o Sistema Petrolífero Araras, com ênfase na caracterização da Formação Guia como rocha geradora/reservatório. Como objetivo específico: 1) Revisão da reconstrução paleoambiental da Formação Guia na porção sudeste do Cráton Amazônico; 2) Realizar análise geoquímica nas ocorrências de betume da Formação Guia, nas pedreiras Emal e Copacel; 3) Fornecer a proveniência do conteúdo anômalo de terrígenos nos carbonatos.

1.3 MÉTODOS

A sistemática seguida para execução deste trabalho teve início com o levantamento bibliográfico da região estudada e sobre o método empregado na análise da matéria orgânica, o COT. Neste trabalho são apresentados dados da Formação Guia, exposta em duas pedreiras, ambas no Estado do Mato Grosso (Figura 1): em Cáceres os carbonatos da Formação Guia foram coletados na pedreira EMAL (EMPRESA DE MINERAÇÃO ARIPUANÃ Ltda) – Unidade Camil, situada na BR-070, km 708, cerca de 20 km da sede municipal, enquanto que em Nobres, a unidade estudada está exposta pela frente de lavra da pedreira COPACEL – Unidade 2, referente ao grupo COPACEL Indústria e Comércio de Calcário e Cereais Ltda, situada na BR-163/364, km 477, distante cerca de 6 km da sede do município.

Os métodos utilizados, descritos abaixo, permitiram a caracterização petrográfica e geoquímica das rochas da Formação Guia para as regiões supracitadas, e sua comparação com os dados geoquímicos obtidos por Elie *et al.* (2007), Sansjofre *et al.* (2014) e Souza Jr *et al.* (2016), que trabalharam na porção leste da Bacia Intracratônica, região de Mirassol d'Oeste e de Tangará da Serra.

1.3.1 Análise faciológica

O reconhecimento das fácies sedimentares deve ser baseado na descrição da geometria, composição das rochas, textura e as principais estruturas observadas no afloramento. As fácies contemporâneas e cogenéticas foram agrupadas com o intuito estabelecer o paleoambiente deposicional (Walker 1992).

1.3.2 Petrografia de carbonatos

A análise petrográfica auxilia na identificação dos constituintes deposicionais, diagenéticos e texturais, permitindo ao final a composição das microfácies carbonáticas conforme Flügel (2004). Para isso, seguiu-se as propostas de Dunham (1962) reformulada por Lokier & Junaibi (2016), os quais classificam as rochas carbonáticas de acordo com o tipo, quantidade e tamanho dos constituintes do arcabouço, além da relação grão/matriz. Estes autores classificam a matriz como o constituinte menor do que 63 μm . Texturalmente os cristais foram classificados segundo a proposta de Sibley & Gregg (1987) e a porosidade segue a classificação de Choquette & Pray (1970).

As lâminas delgadas também foram analisadas de forma qualitativa através da técnica de tingimento com um combinado de compostos: 1- Alizarina Vermelha S; e 2- Ferrocianeto de potássio (Adams *et al.* 1984). Após imersão das lâminas na mistura dos compostos 1 e 2, pode-se distinguir a dolomita ferrosa, que apresenta a cor verde pálido; dolomita não ferrosa, fica incolor; calcita ferrosa, expondo cor azul e; calcita não-ferrosa apresentando cor vermelho.

1.3.3 Catodoluminescência

A utilização petrográfica da catodoluminescência (CL) é vista como uma importante ferramenta, principalmente, para distinguir grãos detríticos, aloquímicos e diagenéticos em rochas sedimentares (Hiatt & Pufahl 2014). Em carbonatos, a CL é controlada pela presença de íons que podem intensificar a luminescência como o Mn^{+2} ou dissipá-la como o Fe^{+2} (Adams & Mackenzie 1988). Nas imagens, a calcita apresenta luminescência que varia entre o amarelo e o laranja. Enquanto que a dolomita geralmente ocorre na cor vermelha, podendo variar (Witkowski *et al.* 2000).

Para o quartzo, existem algumas classificações que tentam alinhar a cor emitida com uma provável rocha fonte, validando como um dado inicial de proveniência. Por exemplo: azul ao violeta – corresponde a um quartzo de origem plutônica ou metamorfismo de alto grau; vermelho – quartzo microcristalino e fenocristais em rochas vulcânicas; marrom – quartzo oriundo de metamorfismo regional; e quando o quartzo é não- ou fracamente luminescente é tido como de origem autigênica (Gotze *et al.* 2001). Outra análise bastante utilizada em relação ao quartzo, é em relação ao cimento sintaxial. Imagens de CL distinguem de forma competente os grãos do cimento.

1.3.4 Carbono orgânico total (COT)

A análise de carbono total (COT) teve como finalidade mensurar a quantidade de matéria orgânica solúvel (betume) e insolúvel (querogênio) nas rochas sedimentares. Este procedimento é de fundamental importância na indústria do petróleo, pois para que uma rocha seja admitida com potencial de geradora deve apresentar os valores superiores a 0,5%, entretanto bons depósitos devem apresentar entre 1,5% a 2% (Hunt *et al.* 2002, Mendonça Filho *et al.* 2012).

O método mais utilizado para determinação do COT é o de acidificação. Requer um pré-tratamento da amostra com ácido clorídrico a 50%, durante 12 horas, para a eliminação do carbono inorgânico (carbonato). Neste processo, a matéria orgânica também é afetada, principalmente se a amostra for aquecida para acelerar a reação. A acidificação acaba quando não houver mais efervescência. Depois a amostra deve ser lavada cinco vezes, a primeira com água destilada à 100°C e a outras a temperatura ambiente, para retirada do ácido. Em seguida as amostras são secadas em forno a vácuo para a retirada da água presente na matéria orgânica, sob temperatura de 100° durante uma hora. Ao final deste processo, a amostra deve ser pesada novamente para o cálculo do resíduo insolúvel (RI). Este cálculo é simplificado na fórmula:

$$RI (\%) = \frac{\text{massa final}}{\text{masa inicial}} \times 100$$

As análises de COT foram realizadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, coordenado pelos professores René Rodrigues e Egberto Pereira.

CAPÍTULO 2 – EVENTOS DO NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico (1000-541 Ma) é marcado pelos processos de fragmentação e amalgamação do Rodínia e Gondwana, respectivamente. O Supercontinente Rodínia foi formado durante o ciclo orogênico Grenville (1100-900 Ma), sendo a primeira metade do Neoproterozoico coincidente com os estágios iniciais da fragmentação do Rodínia. Enquanto que a segunda metade representa os estágios finais dessa fragmentação e o início da aglutinação do Gondwana (Li *et al.* 2008). O processo final de separação do Rodínia aconteceu apenas no final do Ediacarano, durante a separação dos blocos Laurentia e Báltica do Gondwana Oeste, por volta de 600 Ma (Cordani *et al.* 2013b). Em meio a esta complexa geodinâmica de fragmentação e aglutinação de blocos continentais, ocorreram grandes mudanças climáticas, biológicas e ambientais, principalmente durante o Criogeniano e o Ediacarano (Meert & Lieberman 2008, Hoffman *et al.* 1998).

2.1 PALEOGEOGRAFIA DO GONDWANA OESTE E OCEANOS DO CRIOGENIANO

A fragmentação do Supercontinente Rodínia (900-570 Ma) gerou blocos residuais que começaram a se aglutinar dando início a formação do Gondwana ao longo do Criogeniano (Li *et al.* 2008, Cordani *et al.* 2013a, Cordani *et al.* 2013b, Torvisk & Cocks 2013, Oriolo *et al.* 2017), sendo a sua porção oeste (denominada de Gondwana Oeste, composta pela América do Sul e África, Figura 2) foi completamente aglutinada por volta de 600 Ma (Cordani *et al.* 2003, Cordani *et al.* 2013a). Este processo teve início com a colisão dos blocos Amazônico, Oeste-Africano, São Francisco-Congo e Rio de La Plata (Alkmin *et al.* 2001, Cordani *et al.* 2003, Cordani *et al.* 2013a, Oriolo *et al.* 2017). Este megaevento colisional (900-600 Ma), denominado de ciclo Brasileiro/Pan-Africano, foi impulsionado pelo fechamento do Oceano Goiás-Farusiano (ou Brasileiro, Figura 2B), por um longo processo de subducção da crosta oceânica, culminando numa colisão continente-continente – tipo Himalaiana (Cordani *et al.* 2013b).

Em meio a estes eventos colisionais, no Gondwana Oeste, destaca-se a zona de deformação denominada de Província Tocantins, composta pelas Faixas Paraguai-Araguaia-Brasília (Cordani *et al.* 2003a). As Faixas de dobramento Paraguai-Araguaia abrangem os estados do Pará, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e a porção sudoeste de Goiás, na borda leste (F. Araguaia) e sul-sudeste (F. Paraguai) do Cráton Amazônico

(Almeida 1984). A zona de sutura da Faixa Paraguai tem a gênese ligada ao ciclo Brasileiro, portanto, num contexto tectônico compressional (> 640 Ma, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). O registro deste orógeno está contido apenas nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, formado por depósitos de leques submarinos associados a canais e depósitos turbidíticos. No final do Criogeniano, a bacia do Grupo Cuiabá passou por processos de inversão, erosão e soerguimento, onde em seguida passou a servir de embasamento à bacia intracratônica (Ediacarano-cambriana) que foi preenchida pela Formação Puga e pelos grupos Araras e Alto Paraguai, num contexto de mares epicontinentais (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018).

2.2 GLACIAÇÕES GLOBAIS/CAPAS CARBONÁTICAS

A Era neoproterozoica é marcada por glaciações que atingiram baixas latitudes (durante o Criogeniano), variações isotópicas anômalas e o aparecimento dos primeiros metazoários - animais pluricelulares no Ediacarano (Hoffman 1998, Hoffman & Shrag 2002, Hoffman *et al.* 2017). A glaciação Sturtiana é a mais antiga (~720 – 660 Ma). A glaciação Marinoano marca o final do período Criogeniano (635 Ma), ambas são de amplitude global (Hoffman 1998, Hoffman *et al.* 2017). Desde o final do século passado, diversos estudos vêm tentando explicar os motivos, confirmar a amplitude e mensurar as consequências das glaciações neoproterozoicas citadas anteriormente. Destas discussões duas teorias tiveram destaque, a *Snowball Earth* e a *SlushBall Earth*.

A teoria da “bola de neve” (*Snowball Earth*, Kirschvink 1992) tem suporte em dados paleomagnéticos e depósitos glaciais e pós-glaciais amplamente distribuídos pelo planeta. Segundo este modelo os eventos que tornariam possível as glaciações globais são: a) aglutinação de massas continentais em regiões de baixa latitude, aumentando o intemperismo de silicatos. Isto geraria um consumo excessivo de CO₂ atmosférico diminuindo a temperatura do planeta; b) o avanço das geleiras rumo ao equador; c) o aumento do grau de albedo; e d) a diminuição do transporte de calor por correntes marinhas em zonas de baixa latitude, pois os blocos continentais nestas regiões estavam separados por mares rasos. Estes seriam o “*start*” necessário para a formação das “eras do gelo”. Por sua vez, o encerramento das glaciações ocorreria a partir de erupções vulcânicas devolvendo grandes quantidades de CO₂ à atmosfera, resultando no aumento da temperatura nos oceanos e na superfície da Terra (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Shrag 2002, Hoffman *et al.* 2017).

No entanto, esta teoria não apresenta soluções plausíveis diante de problemas como o desenvolvimento dos seres vivos durante as glaciações. A presença de uma capa de gelo dificultaria a incidência de luz nos oceanos, dificultando com o processo de fotossíntese e reduzindo drasticamente a produtividade biológica primária. Desta forma, restariam poucos lugares habitáveis, como rachaduras no gelo ou regiões próximas a veios hidrotermais (Hoffman & Shrag 2002). Nesse sentido, Hyde *et al.* (2000) sugerem, através de simulações, ser inviável o desenvolvimento dos metazoários sob tais condições e a intensa proliferação de bactérias logo após estes períodos de *icehouse*. Propõem então, a teoria do *Slushball Earth*, que está de acordo com uma glaciação de grandes proporções, porém ressalta que o planeta não foi totalmente coberto por gelo, existindo áreas abertas (uma espécie de oásis) em regiões equatoriais. Estudos paleogeográficos indicam que as camadas de gelo se formavam preferencialmente em latitudes entre 60° e 45°. Portanto, existiria uma faixa equatorial desprovida de gelo, fornecendo condições à preservação da biota existente e o desenvolvimento dos metazoários (Hyde *et al.* 2000).

Independente da teoria admitida como certa (*Snowball ou Slushball Earth*), há um consenso entre os autores supracitados de que houve as glaciações e seus registros estão em depósitos de diamictitos em vários continentes, como por exemplo a Formação Puga, no Brasil. O registro sedimentar que sobrepõe imediatamente os diamictitos glaciogênicos são denominados de capas carbonáticas. Estas sucessões representam o registro pós-glacial que mantem contato brusco com os diamictitos. Além disso, são associadas a eventos de transgressões marinhas provocadas pelo aumento do nível eustático oriundo do degelo, associado a rápida mudança das condições de *icehouse* para *greenhouse*, e seu registro pode ser correlacionado em várias partes do mundo, a partir de dados isotópicos e fácies anômalas (Hoffman & Shrag 2002, Corsetti *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2006, 2018). No Brasil, o registro da capa carbonática Marinoano é representado pelas formações Mirassol d'Oeste e Guia, ambas do Grupo Araras. As sucessões são decamétricas e descontínuas lateralmente, composta por dolomitos (capa dolomítica) e calcários (capa calcária) no sul do Cráton Amazônico, exibindo todas as feições relacionadas aos outros depósitos pós-marianos do mundo (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2018).

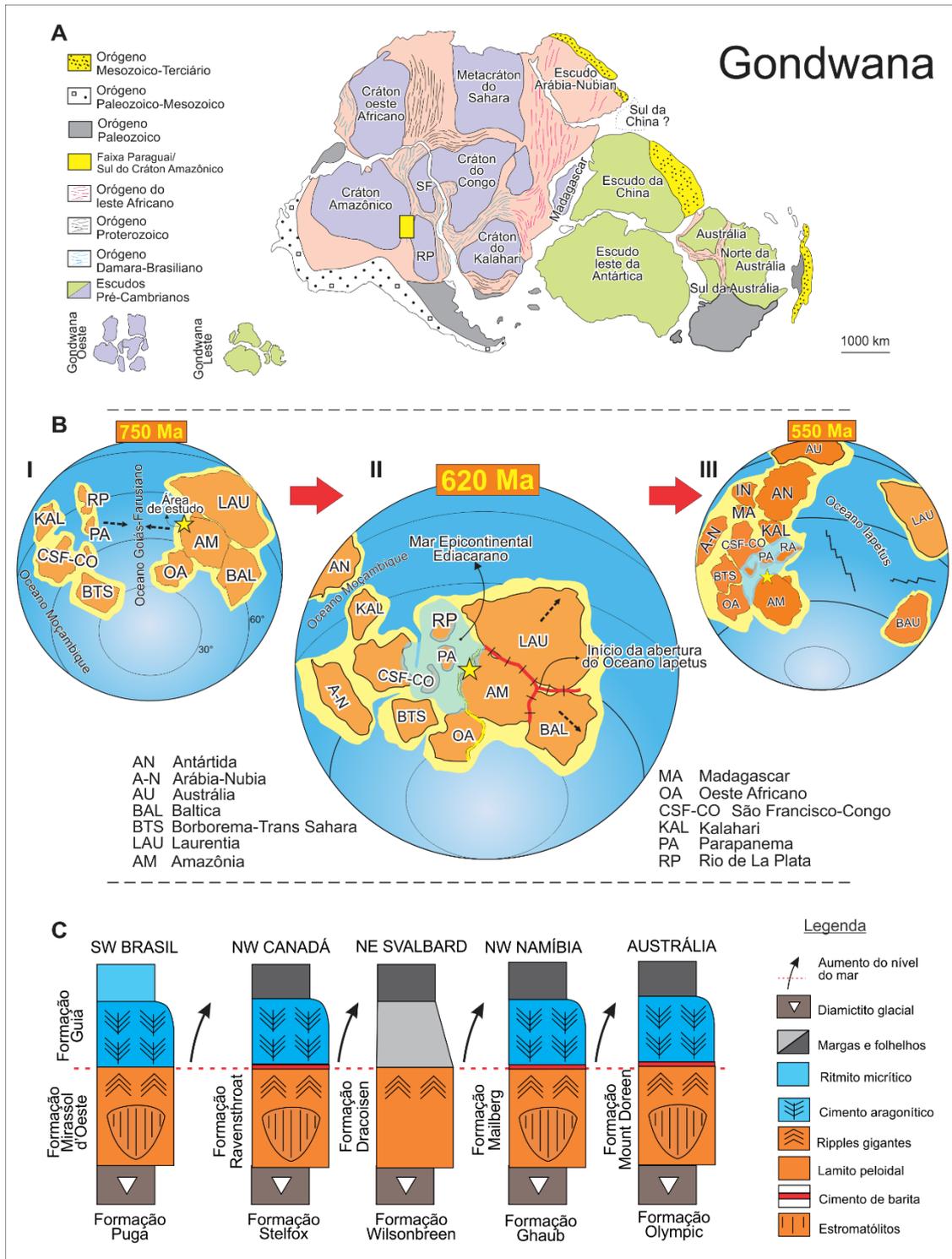


Figura 2: Contextualização A) Configuração esquemática das duas porções da Gondwana (Oeste e Leste), conforme Meert e Lieberman (2008, adaptado de Gray *et al.* 2007). B) Evolução das massas continentais até a formação da Gondwana, por volta de 600 Ma, modificado de D'Agrella-Filho & Cordani (2017). I- Posição dos blocos continentais quando estavam separados pelo Oceano Goiás-Farusiano; II-Aglutinação da Gondwana Oeste, e fechamento do Oceano Goiás-Farusiano gerando uma extensa faixa orogênica; III- Abertura do Oceano Iapetus, separando os blocos Laurásia e Báltica da Gondwana Oeste. C) Correlação entre as fácies anômalas de vários depósitos de capa carbonática com a indicação do aumento do nível do mar, adaptado de Allen e Hoffman (2005).

2.3 TRANSGRESSÕES PÓS-GLACIAIS/INSTALAÇÃO DAS PLATAFORMAS

O processo de degelo que ocorreu na transição Criogeniano-Ediacarano foi uma resposta as novas condições climáticas (*greenhouse*) estabelecidas na Terra. Com isso, ocorreu o aumento do nível do mar e afogamento de margens cratônicas no núcleo do Gondwana Oeste. Concomitantemente, movimentos distensivos - denominados de *sag down-warping* – promoveram intensa subsidência no núcleo deste supercontinente, facilitando a entrada das águas de degelo (Evento Transgressivo). Nestas depressões se desenvolveram diversas plataformas epicontinentais carbonáticas/siliciclásticas, como as descritas na margem do Cráton Amazônico e do Cráton do São Francisco (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2017, Paula Santos *et al.* 2017). Trabalhos prévios têm discutido a existência extensos mares epicontinentais e uma provável conexão dos mesmos. Santos *et al.* (2017) sugerem, a partir de dados da icnofácies *Skolithos*, a conexão entre os mares da margem do Cráton Amazônico e dos blocos Rio de La Plata e Paraná que durou pelos menos até o Cambriano Inferior. A conexão destes mares com o oceano é interpretada pela presença de fósseis de *Cloudina sp.* – no Cráton do São Francisco (Paula Santos *et al.* 2017).

Após o evento glacial global Marinoano a porção sul do Cráton Amazônico sofreu os efeitos da glacioestasia, onde se estabeleceu (num regime transtensivo) uma extensa plataforma epicontinental, compreendendo os depósitos da Formação Puga, do Grupo Araras e Alto Paraguai. O processo de subsidência tectônica foi vital para o preenchimento desta Bacia Intracratônica, possibilitando o espesso registro destes ambientes plataformais pós-glaciação.

A Formação Puga representa os depósitos glaciogênicos que recobrem imediatamente o embasamento, composto pelas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá, considerados como o registro da sutura Paraguai. O contato entre a Formação Puga e Grupo Araras é descrito como brusco e lateralmente ondulado, devido a deformações plásticas atribuídas ao *rebound* pós-glacial. A Formação Mirassol d'Oeste, composta pela capa carbonática dolomítica, representa uma plataforma moderadamente rasa, cuja base tem predomínio de precipitação química – induzida por atividade biológica. Esta sucessão possui tendência de *fining upward*, indicando o aumento do nível do mar (Nogueira *et al.* 2018). Este aumento eustático é melhor observado na sucessão calcária da Formação Guia, que apresenta fácies de ambiente marinho moderadamente profundo (abaixo da base de ondas de tempestade), mas ainda dentro da zona de compensação da calcita.

As condições de ambiente marinho profundo continuaram até a Formação Serra do Quilombo, devido à subsidência tectônica. De tal forma que o contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo representam uma superfície de inundação máxima, dando início a um Trato de Sistema de Mar Alto, evidenciado pelos registros de raseamento ascendente da plataforma (Milhomem *et al.* 2013, Rudnitzki 2015). Por sua vez o contato entre as formações Serra do Quilombo e Nobres é brusco e irregular, interpretado como a transição entre os ambientes deposicionais da rampa externa para rampa interna, sob influência do aumento da aridez. Ambas as formações compreendem Trato de Sistema de Mar Alto (Rudnitzki 2015).

A transição do Grupo Araras para o Grupo Alto Paraguai se dá por um limite de sequência, que representa um hiato erosional, devido a exposição da plataforma Araras durante o soerguimento da margem sudeste do Cráton Amazônico, por aproximadamente 80 Ma (Santos *et al.* 2017; Nogueira *et al.* 2018). A posterior subsidência proporcionou a instalação da plataforma epicontinental siliciclástica, influenciada, provavelmente, pela abertura do oceano Iapetus (600 Ma, Santos 2018).

2.4 SISTEMAS PETROLÍFEROS PRÉ-CAMBRIANOS

Sistemas Petrolíferos Pré-Cambrianos (4000 – 542 Ma) são importantes pelo seu considerável potencial de produção de hidrocarbonetos e por ainda serem pouco explorados. A distribuição destes depósitos é bastante abrangente e alguns estão expostos na Figura 3. A descoberta de acumulações de petróleo e gás economicamente viáveis em rochas antigas (p.e. Rússia, Omã e China) tem estimulado o interesse do mercado nestes tipos de depósitos, incluindo os não-convencionais (Craig *et al.* 2009, Ghori *et al.* 2009, Craig *et al.* 2013). Estes sistemas petrolíferos podem ser divididos em “produzindo/comprovado” quando se tem uma estimativa de produção comercial e “potencial” quando todos os elementos do sistema petrolífero são conhecidos, mas ainda não há produção ou não apresenta volume comercial.

Estes Sistemas Petrolíferos (SP) antigos possuem algumas particularidades, segundo Craig *et al.* (2013). SP verdadeiros diferem dos SP híbridos por possuírem rocha geradora de idade Pré-Cambriana (PC), maturação e acumulação também durante o PC. Enquanto os SP híbridos podem apresentar rocha geradora de idade PC, porém os processos de migração e/ou acumulação se dão em rochas reservatório de idade fanerozoica. Outro fator importante para classificar um SP verdadeiro é quanto a origem

da matéria orgânica. Depósitos PC possuem geralmente, quando não exclusivamente, origem bacteriana e algálica (Craig *et al.* 2013). Dados de biomarcadores indicam que há predomínio de esteranos C₂₇ e C₂₉, o que direciona para algas vermelhas e verdes (Grantham & Wakefield 1988).

Há um consenso de que os depósitos de hidrocarbonetos neoproterozoicos possuem relação direta com as transgressões pós-glaciais (Craig *et al.* 2013). A partir dessa associação, e de outros fatores que os conectam diretamente às glaciações, conforme Huuse *et al.* (2012), estes sistemas podem ser denominados de Sistema de Hidrocarboneto Glaciogênicos.

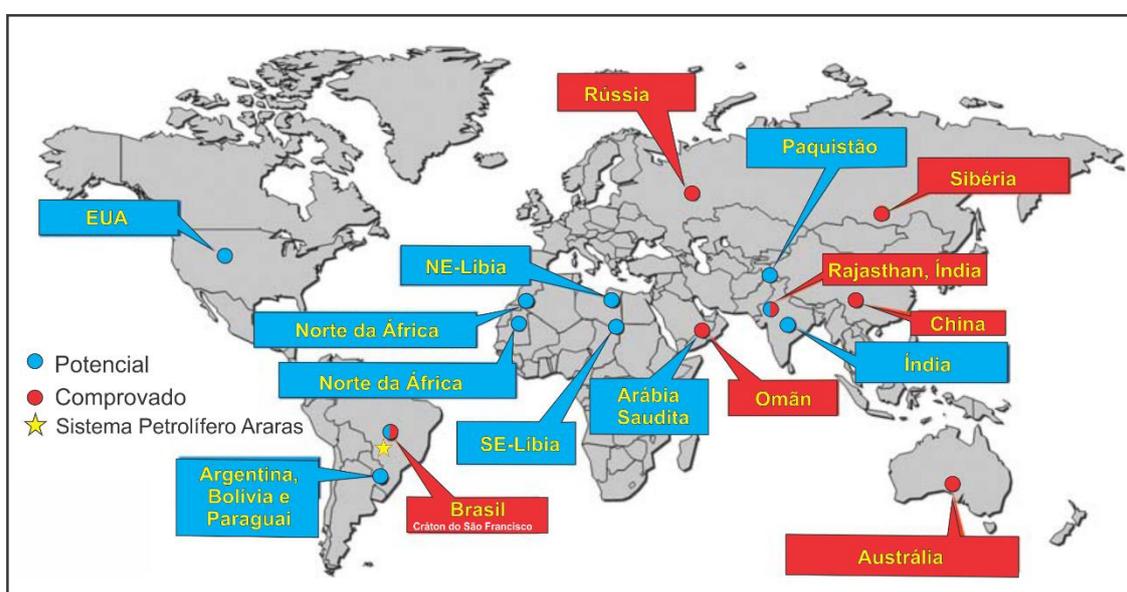


Figura 3: Principais Sistemas Petrolíferos Pré-Cambrianos divididos em “potencial” e “produzindo/comprovado”. O Sistema Petrolífero Araras pode ser classificado como “potencial” uma vez todos os elementos necessários já são conhecidos, porém não apresenta volume comercial de hidrocarboneto, conforme Craig *et al.* (2009).

CAPÍTULO 3 – O SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO E A FAIXA PARAGUAI NORTE

A Faixa de dobramento Paraguai é um cinturão Neoproterozoico, que juntamente com os cinturões Araguaia e Brasília formam a Província Tocantins, um dos maiores orógenos do Gondwana Oeste (Almeida *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1984, Cordani *et al.* 2013a,b). Sua origem é relacionada ao evento orogênico Brasileiro/Pan-Africano (900 a 640 Ma) que resultou na convergência dos blocos Amazônico, São Francisco-Congo e Rio de La Plata, após fechamento do Oceano Goiás-Farusiano (Thover *et al.* 2010, Cordani *et al.* 2013a).

Por mais de meio século, os depósitos sedimentares do sul do Cráton Amazônico foram associados a uma bacia tipo *foreland* de idade Ediacarana (Almeida 1964, Trompette *et al.* 1998, Alvarenga *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2007, Tohver *et al.* 2010, Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014, 2017, McGee *et al.* 2014, 2015, Rudnitzki *et al.* 2016). Porém, faltam evidências de vulcanismo, rochas metamórficas de médio a alto grau, assim como zonas de cavalgamento (Cordani *et al.* 2013a, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). Estes estudos supracitados têm mostrado que há diferenças claras na história deposicional e tectônica destas sucessões, sendo seus depósitos diferenciados na Figura 4. As rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá representam uma tectônica compressional, restrita ao Criogeniano, associada aos processos finais do fechamento do oceano Goiás-Farusiano (Santos 2016). Discordantemente, o registro de extensas plataformas carbonáticas/siliciclásticas tem início a partir das capas carbonáticas já no início do Ediacarano (635 Ma, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2018). A evolução das plataformas carbonáticas seguiu até o final do Ediacarano, sendo paulatinamente interrompido por soerguimentos epirogenéticos, com duração aproximada de 80 Ma (Nogueira *et al.* 2018). Após subsidência, o contexto de mares epicontinentais continuou durante o Cambriano Inferior - conforme dados de icnofósseis na base da Formação Raizama, provavelmente influenciado pelo Oceano Iapetus (Santos *et al.* 2017).

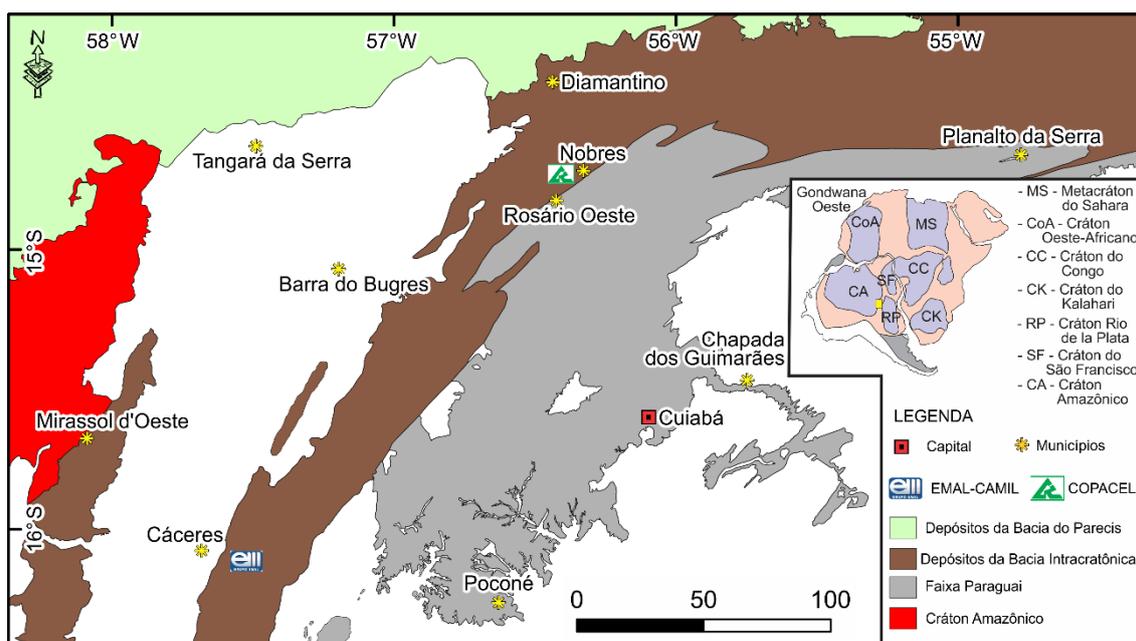


Figura 4: Contextualização atual da porção do sul Cráton Amazônico. A Faixa Paraguai é composta pelas rochas metamorfolizadas do Grupo Cuiabá. Enquanto que a Bacia Intracratônica invertida compreende sucessão sedimentar não-metamorfolizada, composta pela Formação Puga e pelos grupos Araras e Alto Paraguai. Conforme Santos (2016) e Nogueira *et al.* (2018).

3.1 ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO

A sucessão litoestratigráfica da Bacia Intracratônica (Figura 5) que sobrepõe a Faixa Paraguai é representada da base para o topo por: diamictitos da Formação Puga, cuja origem é associada a última glaciação criogeniana de 635 Ma (Nogueira *et al.* 2003); depósitos carbonáticos do Grupo Araras, que recobrem abruptamente os diamictitos e representam as mudanças de condições de *icehouse* para *greenhouse* (Nogueira *et al.*, 2003); e sobre estes carbonatos estão os depósitos predominantemente siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai (Silva Jr 2011, Santos *et al.* 2014).

3.2 GRUPO ARARAS

O Grupo Araras é o registro de importantes eventos do final do Neoproterozoico, como os depósitos de capa carbonática, que assinalam a deposição transgressiva pós-glaciação Marinoana, relacionada à hipótese do *Snowball/Slushball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006).

O desenvolvimento do conhecimento acerca destas rochas, começou ainda no século XIX, com os primeiros relatos contados pelo Conde Castelnau, na região de Nobres, e a denominação de “*Araras Limestone*”, por Evans em 1894 (Almeida 1964).

Durante a primeira metade do século XX, foram lançados diversos estudos, mas todos ainda de cunho litológico. Até que Almeida (1964) lança a classificação de Grupo Araras para as rochas pelítico-carbonáticas e dolomíticas. Dois anos mais tarde, Hennies (1966 *apud* Nogueira 2003), utilizando como base a classificação de Almeida, divide o Grupo Araras em duas Formações: Guia, composta por carbonatos finos na base, e Nobres, composta por dolomitos no topo. A segunda metade do século XX é marcada por diversas modificações estratigráficas.

Nogueira (2003) e Nogueira & Riccomini (2006) estabeleceram a classificação de Grupo para as rochas carbonáticas, como proposto anteriormente por Almeida (1964), utilizaram ainda as denominações usadas por Hennies (1966 *apud* Nogueira 2003) e adicionaram mais duas formações. Portanto, hoje o Grupo Araras é dividido em quatro formações: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 5).

3.2.1 Formação Mirassol d'Oeste

Esta formação é constituída por dolomito fino e dolomito com pelóides, com espessura máxima da formação totalizando 15 metros. O contato com os diamictitos glaciais da Formação Puga é brusco, irregular e ondulado. Este contato representa uma superfície de inundação marinha. A base apresenta estruturas tipo tubo e estromatólitos planares fenestrais. O topo é composto por dolomito fino com pelóides e estruturas produzidas por ondas, como laminação truncada de baixo ângulo e com padrão chevron e *pinch and swell*, interpretadas como megamarcas (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira & Riccomini 2006).

3.2.2 Formação Guia

A seção tipo da Formação Guia, objeto deste estudo, ocorre na Mina Nossa Senhora da Guia, com espessura superior a 150 metros. A base desta formação é composta por pelitos vermelhos, sobrepostos por calcários finos lateralmente contínuos. Acamamento gradacional é descrito na base das camadas por grãos siliciclásticos (pelitos). Crostas e cristais fibrosos, típicos de capa carbonática, ocorrem formando leques de até 10 cm. A ocorrência de betume se dá em poros inter cristalinos e estilólitos nos calcários. A deposição desta matéria orgânica, ocorreu em uma plataforma carbonática, na porção distal, portanto numa zona de baixa energia e abaixo da ação das

ondas de tempestade. A preservação da mesma foi possível devido as condições de anoxia e estagnação, que predominaram naquela época (Nogueira & Riccomini 2006).

Recentemente a matéria orgânica existente, principalmente, na base da Formação Guia e no topo da Formação Mirassol d'Oeste tem sido alvo de estudos geoquímicos para determinar a origem biológica, o ambiente no qual foram depositados e a evolução térmica da rocha geradora (Elie *et al.* 2007, Souza Jr *et al.* 2016). Os resultados destes trabalhos corroboram com os dados estratigráficos para o ambiente deposicional e indicam o predomínio de algas vermelhas como fonte da matéria orgânica.

Brelaz (2012), em seu trabalho de dissertação, também estudou nas pedreiras EMAL-CAMIL e COPACEL, com intuito de estabelecer o paleoambiente do topo da Formação Guia, por meio de critérios estratigráficos. A referida autora concluiu que as rochas aflorantes pelas frentes de lavra na região de Cáceres e Nobres, representam três associações de fácies (AF): AF1- *lower shoreface*; AF2- *offshore* e AF3- *distally-steepend offshore*.

A Formação Guia representa o máximo da transgressão pós-glaciação Marinoana, pelo menos nas suas primeiras dezenas de metros. Enquanto que os calcários micríticos do topo da Formação representam a máxima inundação, similar a Formação Maieberg, na Namibia (Hoffman 2011), sendo correlata aos depósitos encontrados em outros crátons, como Congo e Kalahari.

3.2.3 Formação Serra do Quilombo

A Formação Serra do Quilombo é composta por dolomitos e calcários intensamente fraturados associados com brechas preenchidas por dolomito. Estruturas produzidas por ondas são descritas no topo da formação, como estratificação plano paralela associada a estratificação cruzada hummocky, marcas onduladas e laminações cruzadas. Ondas de tempestade e abalos sísmicos são interpretados como formadores das brechas da parte superior da Formação Serra do Quilombo, pois foram gerados *in situ* (Nogueira & Riccomini 2006). Os depósitos progradantes desta formação representariam um trato de sistema de mar alto (Milhomem Neto *et al.* 2013).

3.2.4 Formação Nobres

A Formação Nobres é representada pelos ciclos métricos de dolomitos, localmente silicificados. Os ciclos descritos na base são marcados por: dolomito fino e dolomitos arenosos e brecha intraclástica dolomítica. Para o topo, estes ciclos são compostos por: dolomito fino e dolomito oolítico e, com estromatólitos; dolomito arenoso; e brecha com intraclastos. São reconhecidas três morfologias de estromatólitos: i) dômica a estratiforme ii) estratiforme; e iii) rugosa - forma de cérebro (Nogueira & Riccomini 2006, Rudnitzki & Nogueira 2012, Rudnitzki *et al.* 2016). Esta formação é o último registro carbonático do Grupo Araras, representando a progressiva diminuição do espaço de acomodação, resultando em exposição subaérea. Esta formação também registra o início do aumento de *input* de terrígenos, interpretados como soerguimentos ao longo da margem do Cráton Amazônico, os quais suprimiriam as plataformas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, no Cambriano (Rudnitzki 2015, Santos 2018). O início deste soerguimento - que durou aproximadamente 80 Ma (Nogueira *et al.* 2018) - restringiu a deposição das formações Serra do Quilombo e Nobres as áreas costeiras.

3.3 IDADES

As idades adquiridas, até então, para os depósitos sedimentares do sul do Cráton Amazônico, têm sido obtidas de modo não-convencional, ou seja, através de datações em rochas carbonáticas que resultam em idades relativas e com margens de erro muito altas. O contato entre as formações Puga e Mirassol d'Oeste (capa dolomítica) é utilizado para delimitar a transição Criogeniano-Ediacarano, para tanto, são utilizados dados geológicos, geocronológicos, paleomagnéticos e de isótopos (Nogueira *et al.* 2003, 2007, Afonso & Nogueira 2018, Nogueira *et al.* 2018), assim como, ocorre em outros países (p.e. Austrália, Namíbia e Canadá).

A idade do Grupo Araras obtida através de datações radiométricas pelo método Pb/Pb realizadas na base da Formação Mirassol d'Oeste, revelou idade de 627 ± 32 Ma, indicando o início da deposição do grupo no Ediacarano Inferior, coincidindo com o final da glaciação Marinoana (Babinsky *et al.* 2006). Pelo mesmo método, Romero *et al.* (2013) obteve idade de 622 ± 33 Ma em amostras coletadas na base da Formação Guia, na região de Tangará da Serra. Idades adquiridas, para a Formação Guia, na porção dobrada da bacia intracratônica, revelaram um rejuvenescimento, ou seja, uma reabertura do sistema isotópico U-Pb (Alencar 2017). Figueiredo (2010) obteve idade de 580 ± 77

Ma, na região de Nobres. Enquanto Alencar (2017) obteve idade de 476 ± 93 Ma, na região de Paranatinga, porção mais a leste da bacia. A base da sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai tem sido colocada na transição Edicariano-Cambriana, a partir do registro da icnofácies *Skolithos* (Santos *et al.* 2017).

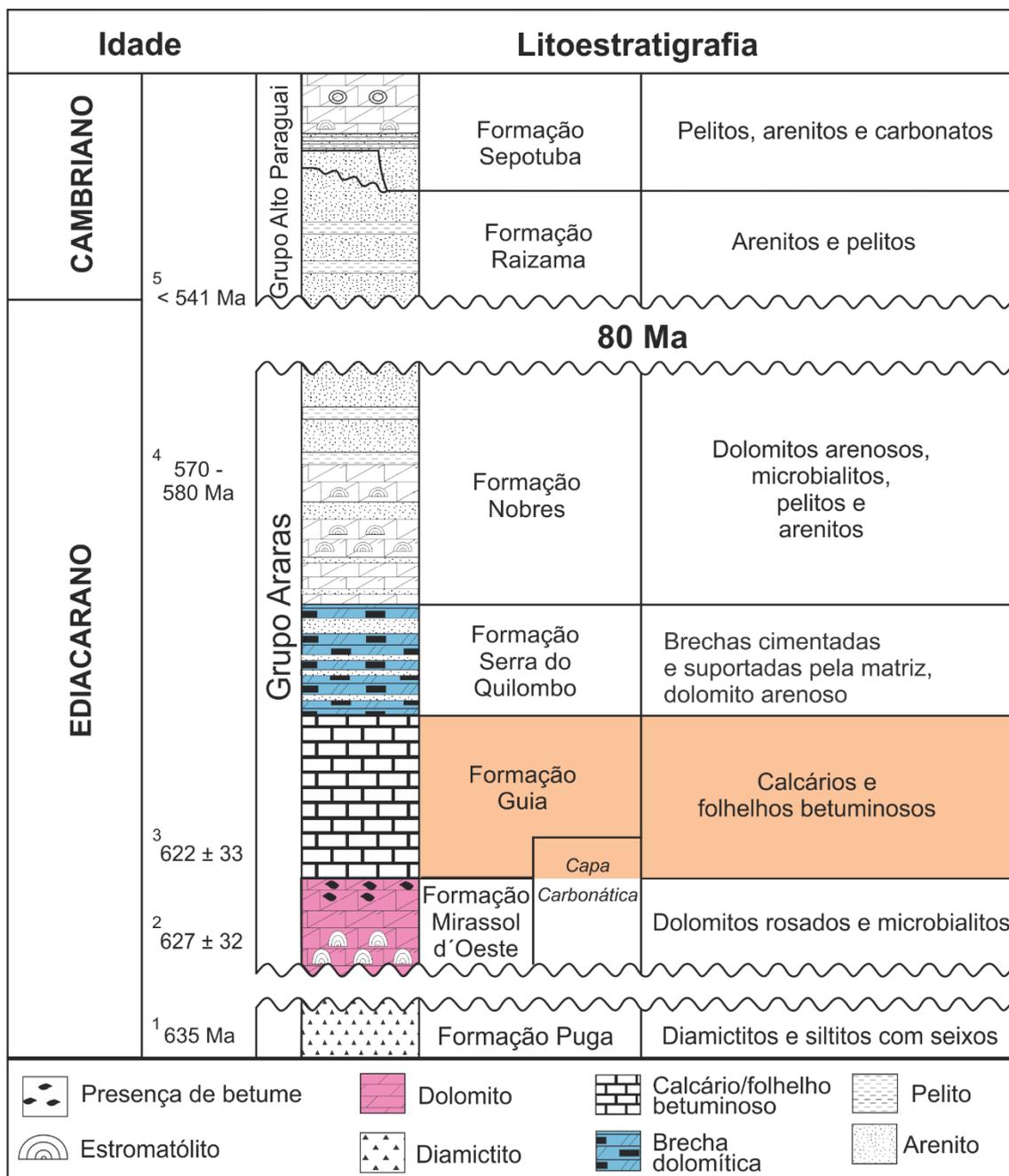


Figura 5: Quadro litoestratigráfico da Bacia intracratônica, com destaque para a Formação Guia, que é o objetivo deste trabalho. 1- Nogueira *et al.* (2003); 2- Babinski *et al.* (2006); 3- Romero *et al.*, 2012; 4- Hidalgo (2007) e; 5- Santos *et al.* (2017).

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS

4.1 ASPECTOS GERAIS

A Formação Guia está exposta na porção central da Bacia Intracratônica nas regiões de Nobres - na pedreira Copacel - e Cáceres - na pedreira Emal-Camil, conforme perfil (Figura 7). Na Emal-Camil, a espessura do perfil é de aproximadamente 45 metros, onde aflora apenas o topo da Formação Guia. Nesta pedreira é evidenciado o contato brusco com as brechas dolomíticas da Formação Serra do Quilombo (Figura 8), que possui cerca de 35 metros. Por sua vez, na pedreira Copacel a Formação Guia apresenta um pacote sedimentar mais espesso, cerca de 180 metros. O contato inferior é feito com os diamictitos da Formação Puga.

Em ambas as pedreiras ocorrem a mesma sequência de litotipos num padrão monótono sempre com intercalação entre calcário laminado, de coloração cinza claro e cinza escuro, e delgadas camadas de folhelho negro. No topo ocorrem brechas suportadas pela matriz carbonática fina sempre intercalado com as camadas de calcário laminado. Veios de calcita preenchendo fraturas ocorrem ao longo da sucessão, cujos cristais são tanto espáticos (100 μm) como microcristalinos - variando entre 10 μm e 50 μm . A presença de betume é comum nesta sucessão, ocorrem principalmente preenchendo porosidade *vug* e *dissolution seams*, sempre associada a cristais de pirita. Ao longo da sucessão ocorrem níveis ricos em material siliciclástico, composto por grãos de quartzo, feldspato e muscovita. O tamanho dos grãos varia de silte a areia fina. Sob análise de catodoluminescência, os feldspatos ocorrem pontualmente como grãos amarelo-alaranjados. Essa tonalidade corresponde a presença de Mn^{2+} , considerado como um ativador. Já os grãos de quartzo tendem a ficar azul. O fato de ambos apresentarem luminescência indica que estes grãos são detríticos (Pagel *et al.* 2000).

Nas duas pedreiras foram individualizadas quatro fácies sedimentares: mudstone calcífero (Mc); folhelho/wackestone com terrígenos (Wt); mudstone com intraclastos (Mi); e brecha calcária (Bc), resumidas na Tabela 1. As quais foram agrupadas na Associação de Fácies – *Offshore*.

4.2 CATODOLUMINESCÊNCIA

Os carbonatos apresentam níveis ricos em grãos detríticos de quartzo (podendo chegar a 35%), localmente ocorrem fitas de muscovita (< 1%) que variam de tamanho

silte a areia fina. A presença anômala de grãos detríticos disseminados principalmente nas fácies de *offshore*, indicam influxos esporádicos de sedimentos para as partes mais profundas da plataforma. A análise de CL identificou grãos de quartzo com três cores de luminescência diferentes (Figura 6). A maioria dos grãos identificados e analisados mostram uma variação de cor azul claro a azul escuro. Outras duas variações representam menos de 10% dos grãos de quartzo, sendo grãos de quartzo na cor marrom e grãos opacos (ou não-luminescentes). A matriz carbonática apresenta em geral luminescência na cor vermelha.

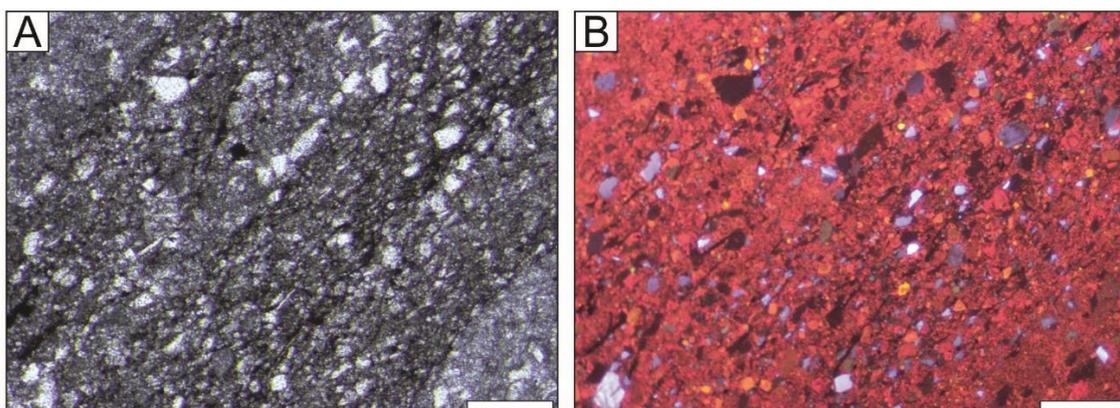


Figura 6: Fotomicrografias de catodoluminescência da fácies Wt. A) Fotomicrografia sob nicóis // . B) Evidência da laminação reforçada pela disposição dos grãos detríticos envolvidos pela matriz calcítica (vermelha). Os grãos de quartzo ocorrem na cor azul e marrom. Grãos amarelos são referentes a feldspatos. Lamelas de muscovita são não-luminescentes. Fotomicrografia sob nicóis X. Escala 300 μm .

4.3 ANÁLISE DO CONTEÚDO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Os dados de COT das amostras da Formação Guia apresentam valores muito baixos (Tabela 1). A análise de COT foi realizada em 29 amostras, sendo 13 coletadas na pedreira Emal-Camil, região de Cáceres, e 19 na pedreira Copacel, região de Nobres. Na região de Cáceres os valores de COT variam entre 0,06% e 0,23%. Enquanto que as amostras da região de Nobres apresentam valores entre 0,05% e 0,27%. Em virtude dos dados de COT serem muito baixos, optou-se por não realizar a análise de pirólise, pois os resultados seriam inconclusivos, como ocorreu com Souza Junior (2017).

Tabela 1: Resultado de COT das amostras da Formação Guia, referentes as regiões de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso. Ver profundidade das amostras no perfil – Figura 7.

ERFIL EMAL-CAMIL (CÁCERES)	Amostra	COT %	PERFIL COPACEL (NOBRES)	Amostra	COT %	Amostra	COT %
	EC-01	0,16		CPL-03	0,07	CPL-44	0,11
	EC-02	0,23		CPL-04	0,11	CPL-48	0,21
	EC-03	0,11		CPL-05	0,06	CPL-54	0,10
	EC-04	0,13		CPL-06	0,07	CPL-62	0,12
	EC-05	0,06		CPL-09	0,07		
	EC-06	0,07		CPL-10	0,11		
	EC-07	0,09		CPL-14	0,05		
	EC-08	0,06		CPL-15	0,27		
	EC-09	0,06		CPL-22	0,25		
	EC-10	0,07		CPL-30	0,16		
	EC-11	0,07		CPL-31	0,21		
	EC-12	0,06		CPL-32	0,19		

Tabela 2: Sumário das fácies/microfácies e processos sedimentares da Formação Guia na parte central da Bacia intracratônica

LITOFÁCIES / MICROFÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSO
Mudstone calcífero (Mc)	Camadas tabulares de calcário fino (<63 µm), espessura centimétrica a métrica e continua por de dezenas de metros. As camadas de calcários são interrompidas por lâminas milimétricas de folhelho. Nível rico em estilólitos	Precipitação química de lama carbonática associado a decantação de matéria orgânica em ambiente marinho profundo anóxico.
Mudstone com intraclastos (Mi)	Rocha composta por matriz carbonática (<63 µm) com presença de clastos (<10%), arredondados e com tamanho virando de 40 µm a 800 µm	Precipitação química de lama carbonática. Clastos oriundos de fluxos esporádicos
Folhelho/Wackestone com terrígenos (Wt)	Camadas tabulares com intercalação de calcário e terrígenos finos. Neste pacote as camadas de folhelho são mais evidentes e contínuas lateralmente, devido a cor e pela presença de grãos detríticos. Nível rico em <i>dissolution seams</i> gerando pseudo-acamamento	Deposição a partir de precipitação de lama carbonática e por decantação de argila e silte associados a matéria orgânica em ambiente marinho profundo sob condições redutoras
Brecha calcária (Bc)	Camadas contínuas por poucos metros, geralmente se acunhando lateralmente. Composta por matriz (>90%) e clastos tabulares centimétricos, geralmente, da fácies Mc	Fluxo de detritos associado com deslizamento local de material com alta viscosidade

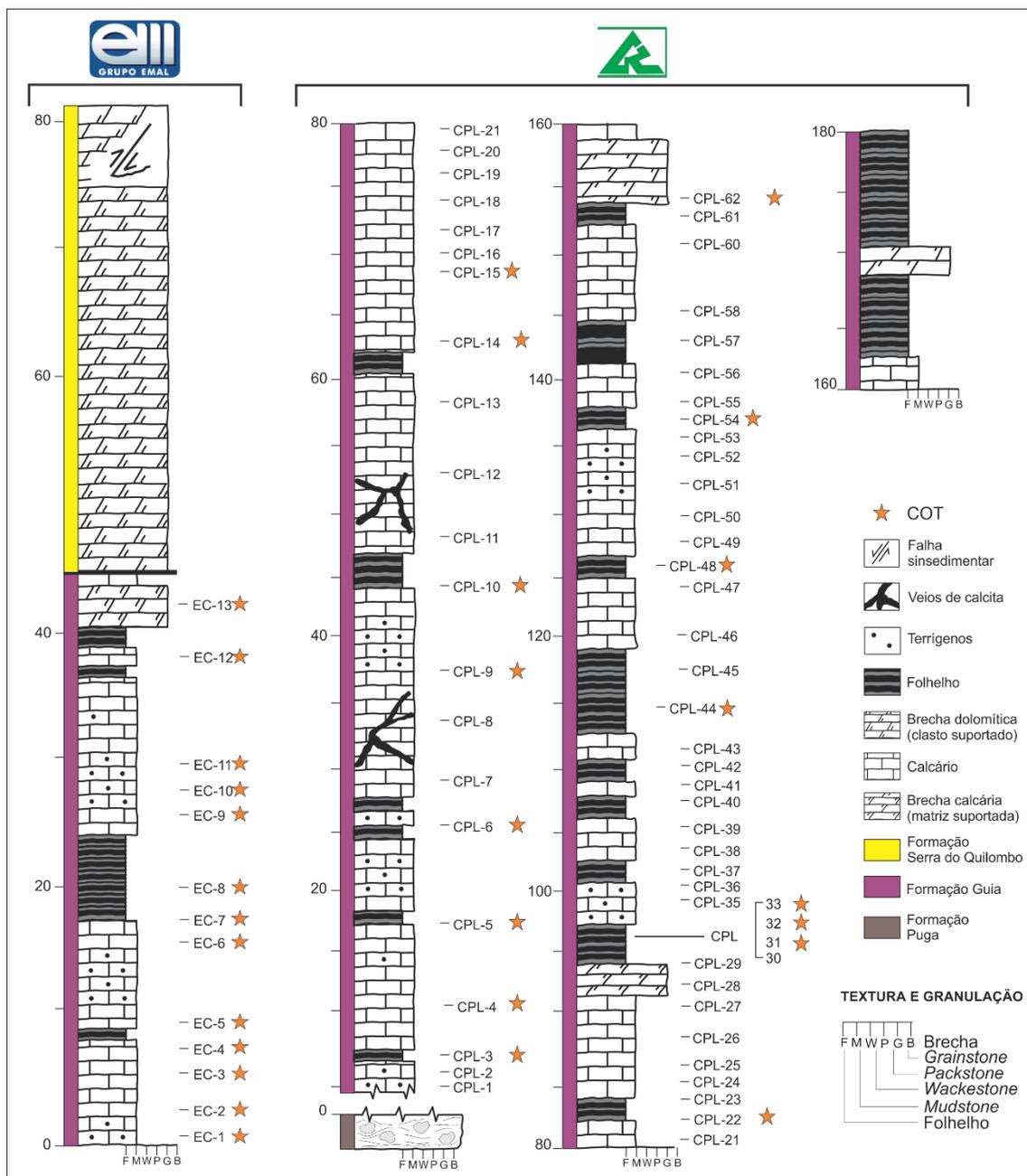


Figura 7: Perfil da Formação Guia confeccionado nas pedreiras Emal-Camil e Copacel, no Estado do Mato Grosso. Na pedreira Copacel o contato entre as formações Puga e Guia é inferido devido a exposição dos diamictitos do lado de fora da pedreira. Ver localização na Figura 1.

4.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES - COSTA AFORA (*OFFSHORE*)

É composta pelas quatro fácies observadas: mudstone calcífero (Mc), mudstone com intraclasto; folhelho/wackestone com terrígenos (Wt) e brecha calcária (Bc). Representa a porção mais distal da plataforma carbonática, com terrígenos disseminados sendo constituída de calcários finos, folhelhos ricos em matéria orgânica e brechas suportadas pela matriz.

A fácies Mc compõe a maior parte da sucessão estudada formando camadas que possuem espessura métrica com geometria tabular contínuas lateralmente por dezenas de metros. Internamente apresentam laminações planas de espessura milimétrica a centimétrica, destacadas pela alternância entre níveis de cores cinza claro e cinza escuro (Figura 8D). Os cristais são geralmente lobados formando mosaico xenotópico. Alguns níveis são ricos em matéria orgânica e pirita, ambos ocorrem preenchendo poros intercrystalinos e poros *vug* de até 100 μm (Figura 10B, C). Como cimento ocorre óxido-hidróxido de ferro preenchendo fraturas e estilólitos (Figura 10A). Ocorrem ainda raros *dissolution seams*.

A fácies Mi difere da fácies Mc apenas pela presença de intraclastos micritizados. Estes grãos possuem uma variação de tamanho expressiva, desde 40 μm até 800 μm . São geralmente oblatos e bem arredondados (Figura 10F).

A fácies Wt está disposta em corpos tabulares contínuos lateralmente por dezenas de metros. É composta por calcita microcristalina (<63 μm) e grãos terrígenos de granulometria silte e areia fina. Os horizontes mais ricos em pelitos se destacam pelo alto grau de fissilidade e pelas laminações plano paralelas de espessura milimétrica. Em afloramento estas camadas se destacam por serem mais escuras devido a presença de matéria orgânica (Figura 8B,F). A transição entre as fácies Mc e Wt marca pequenos ritmos de aumento ascendente de grãos terrígenos. Estas repetições rítmicas ocorrem também no arcabouço da fácies Wt, onde os grãos variam de menos de 5% a pouco mais de 30% da rocha (Figura 9). Os grãos terrígenos são de quartzo, feldspato e em menor proporção muscovita, ambos com granulometria silte a areia fina. A presença de *dissolution seams* é intensa nesta microfácies formando zonas centimétricas geralmente marcadas por óxidos de ferro (Figura 9D). Os tipos de cimento que ocorrem são de calcita espática e de sílica. O cimento de calcita ocorre preenchendo fraturas e poros, mas diferentemente da microfácies Mc, a granulação dos cristais nesta fácies é fina. Já o cimento de sílica é bem incipiente, ocorre na forma de quartzo microcristalino preenchendo poros e fraturas.

A fácies Bc é composta por clastos das fácies Mc e, em menor proporção, da fácies Wt, sempre suportados pela matriz calcítica fina. As camadas são tabulares, por vezes onduladas, e contínuas por poucos metros, e ocorrem principalmente no topo da sucessão sempre intercalando com a fácies Mc (Figura 8E). Os clastos possuem tamanho milimétrico a centimétrico, apresentam laminação e estão emersos na matriz.

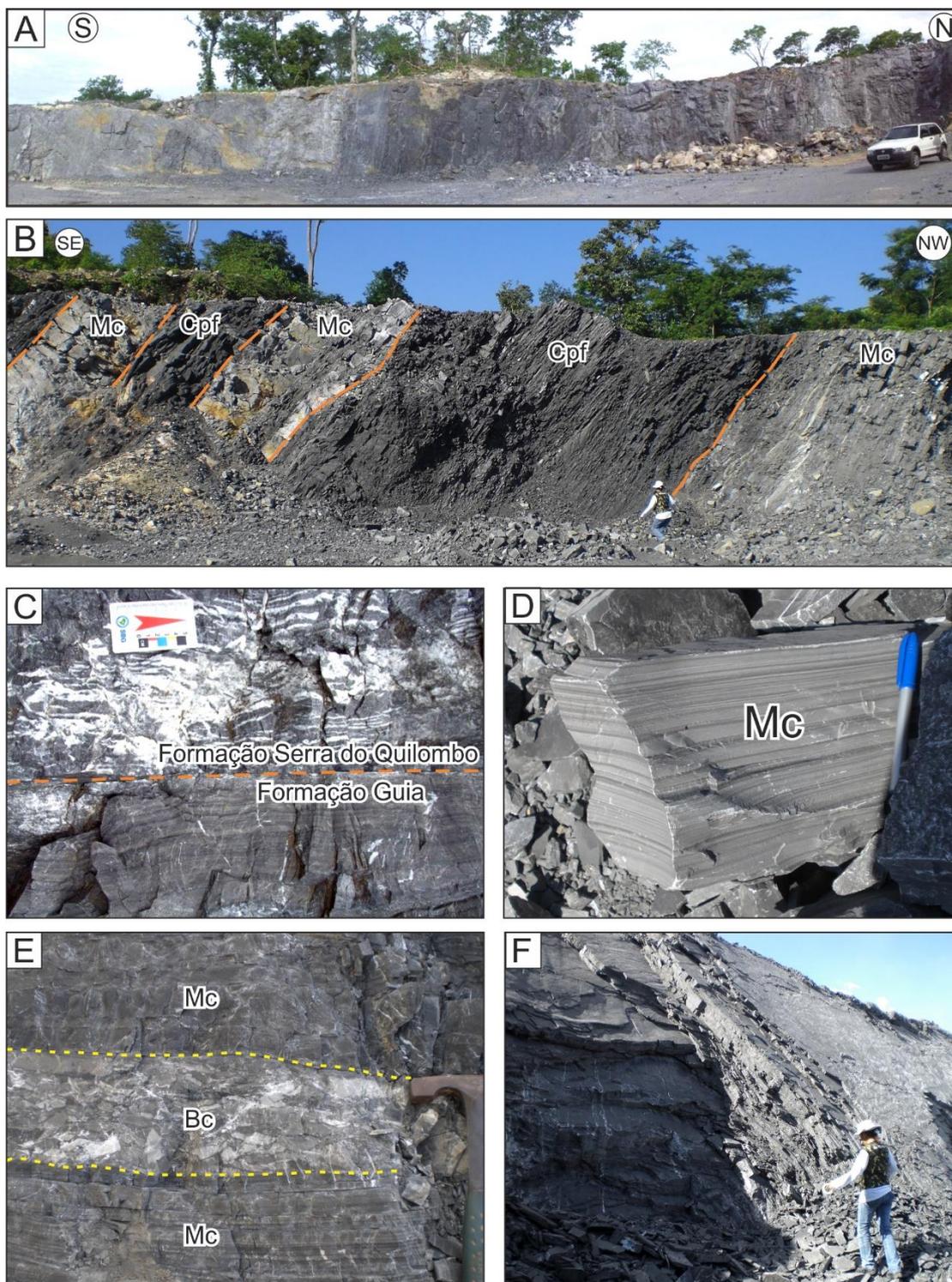


Figura 8: Seção N-S na pedreira Emal-Camil (a) e seção mostrando a transição entre as fácies Mc e Wt na pedreira Copacel. c) limite (linha laranja) entre os calcários laminados da Formação Guia e o depósito de brecha dolomítica da Formação Serra do Quilombo d) laminações caracterizadas pela coloração cinza claro e cinza escuro da fácies Mc e) fácies Bc entre a fácies Mc f) pacote espesso da fácies Wt.

Interpretação:

O empilhamento monótono dos depósitos da Formação Guia somado a continuidade lateral das camadas por dezenas de metros com presença de betume e pirita indicam que estas rochas foram depositadas em um ambiente de plataforma marinha abaixo do nível de ondas de tempestade e sob condições anóxicas. O ambiente marinho relativamente calmo, profundo e sob condições anóxicas proporcionou a decantação e posterior preservação do conteúdo orgânico. Corroborando com esta interpretação, trabalhos prévios têm mostrado a presença de gamacerano e razão Pr/Ph menor ou igual a 0,5 (Souza Junior 2017). No entanto, os dados de COT expressam valores sempre menores que 0,5%, o que pode levar a uma interpretação errada, como origem alóctone da matéria orgânica, o que pode ser contestado pelos dados de Sansjofre *et al.* 2014. A baixa concentração de conteúdo orgânico pode estar relacionada com os eventos diagenéticos durante o soterramento. Pois, a disseminação de betume (matéria orgânica degradada) ao longo de toda a sucessão sugere que a matéria orgânica passou por processo de maturação, podendo ter havido perda de material por migração e/ou volatilização.

Os principais processos de sedimentação nessa plataforma foram: precipitação carbonática e decantação de finos juntamente com matéria orgânica. Estes processos eram episodicamente interrompidos por deslizamentos de material inconsolidado *in situ*. O registro de centenas de metros de carbonato micrítico é atribuído a alta taxa de subsidência da plataforma. A alta proliferação fitoplânctons (Elie *et al.* 2007) pode ter contribuído para a larga produção de calcita, indicando que apesar de profundo o Mar Guia ainda estava dentro da zona de compensação da calcita (*calcite compensation depth*), justificando a limitação de pacotes de folhelhos. As brechas, por sua vez, estão situadas principalmente no topo da sucessão e foram interpretadas como deslizamentos esporádicos ocasionados pela alta produção de calcita. O acúmulo deste material, na forma de “gel”, associado as camadas de folhelho, gerava instabilidade e com isso ocorriam os deslizamentos.

A Formação Guia diferentemente das formações Mirassol d’Oeste e Serra do Quilombo, que estão imediatamente abaixo e acima, respectivamente, não apresenta evidências do processo de dolomitização. A preservação do arcabouço micrítico se deu pela baixa permeabilidade destas rochas calcíticas. Os processos de dolomitização das demais formações ocorreram de forma induzida por ação de bactérias redutoras de sulfato e pela percolação de fluidos pelos interstícios das rochas – como poros e fraturas.

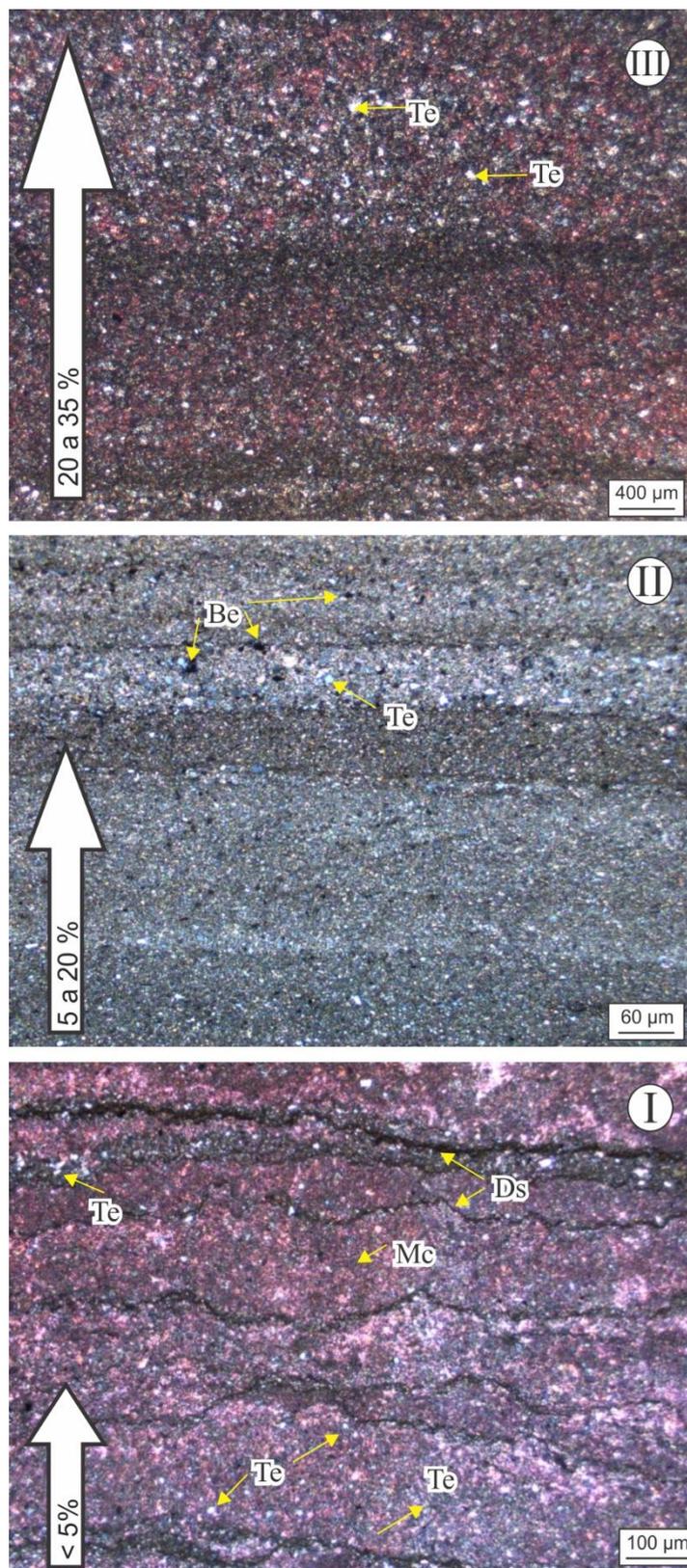


Figura 9: Relação entre matriz carbonática e a presença anômala de terrígenos, tamanho silte a areia fina, em fácies de plataforma profunda. Ritmitos com tendência de aumento de grãos terrígenos para o topo são frequentes ao longo da sucessão, como mostrado nas fotomicrografias I, II e III. A quantidade de terrígenos pode chegar a 35%. Essa variação na quantidade de terrígenos pode estar relacionada com as condições físico-químicas da água, que em determinados momentos eram mais favoráveis a precipitação do CaCO_3 .

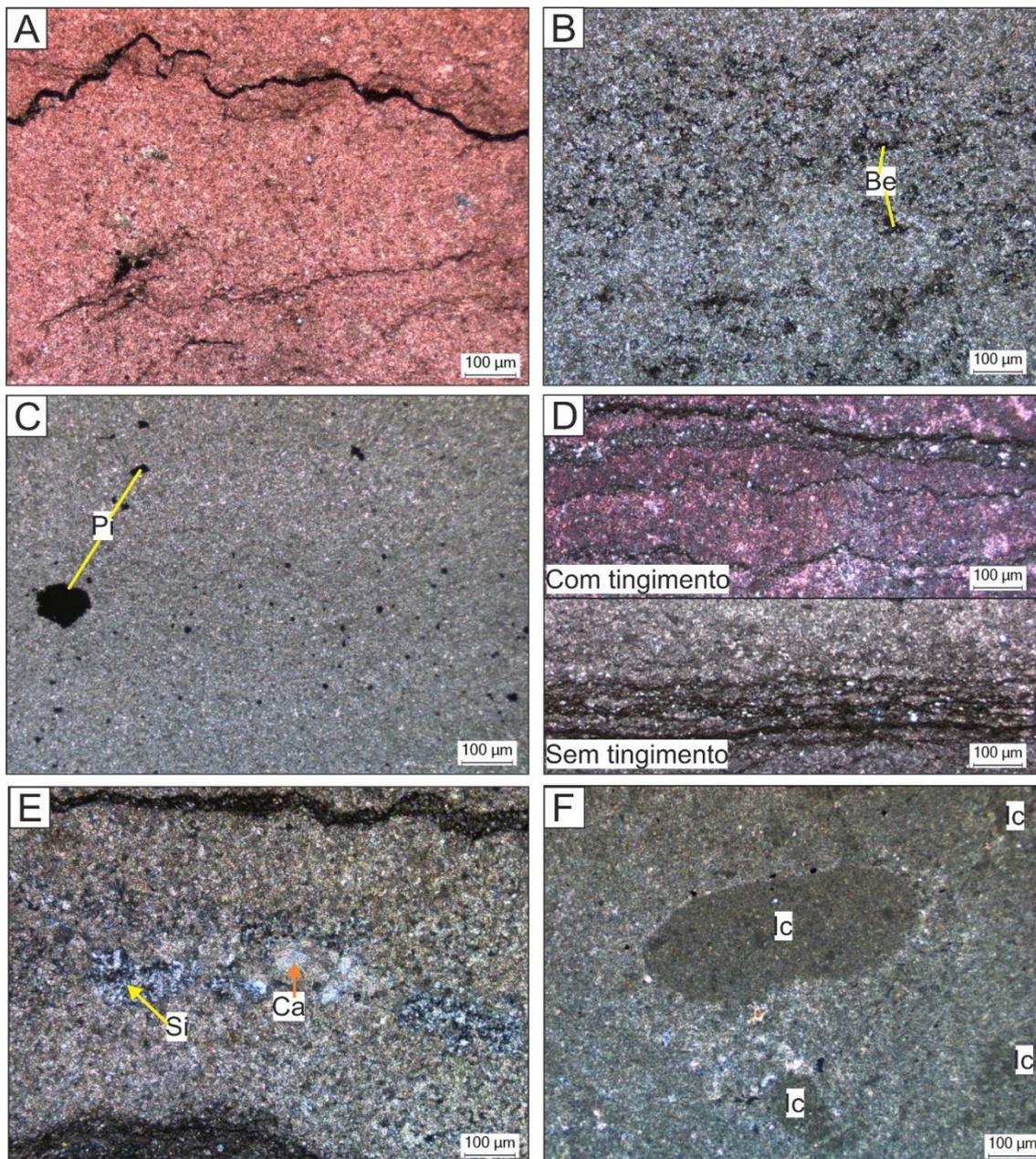


Figura 10: Aspectos petrográficos da Formação Guia. A) Arcabouço da microfácies Mc, onde a presença de estilólitos é comum. B) Betume preenchendo poros intercrystalinos na microfácies Mc. C) Níveis ricos em pirita obliterando poros intercrystalinos e *vug*. A ocorrência de pirita indica um ambiente anóxico, propício para preservação da matéria orgânica. D) Microfácies Mt, com e sem tingimento, mostrando claramente a presença de grãos de quartzo em meio a matriz calcítica. Nesta fácies a presença de *dissolution seams* é intensa. E) Cimento de sílica microcrystalina e cimento de calcita de granulação fina, fácies Mt. E) Intraclastos arredondados e oblatos, engolfados pela matriz calcítica da fácies Mi. Be = betume; Pi = pirita; Si = cimento de sílica; Ca = cimento de calcita; Ic = intraclasto.

CAPÍTULO 5 – DICUSSÃO GERAL

A relação entre as fácies e microfácies, descritas neste trabalho, sugerem um paleoambiente plataformial, cuja deposição se deu abaixo do nível de ondas de tempestade e sob condições anóxicas. Os pacotes espessos de calcário indicam subsidência efetiva da Bacia, o que possibilitou a intensa precipitação de calcita e ampliou o potencial de preservação do arcabouço micrítico. Estes dados estão de acordo com a interpretação feita por Brelaz (2012), que interpreta os carbonatos da Formação Guia na Bacia como uma plataforma intermediária a profunda, com depósitos litorâneos (*lower shoreface*) recobertos por depósitos de *offshore transition e offshore*, compondo uma sucessão retrogradante.

A constante repetição das fácies Mc e Wt indica momentos de precipitação de calcita quando as condições físico-químicas eram favoráveis ativando a cinética de precipitação, e quando tais condições eram desfavoráveis, ocorria a deposição por decantação de pelitos, originando camadas delgadas de silte ricos em matéria orgânica. Arzani (2006) destaca que esse acamamento rítmico entre calcário e folhelho é uma característica marcante de fácies *offshore* em mares epicontinentais antigos. De tal forma que a taxa de acumulação de terrígenos durante a precipitação carbonática foi baixa, favorecendo uma pré-cimentação do CaCO_3 ; similar ao que ocorreu na sucessão carbonática da Formação Lower Lias, Jurássico inferior, exposta no sudoeste da Inglaterra (Arzani, 2006).

A presença de pirita autigênica e matéria orgânica nos folhelhos e nos poros intercrystalinos e *vug* dos calcários, suportam a ideia de um ambiente redutor e de baixa energia. A origem da matéria orgânica ainda é bastante discutida. Elie *et al.* (2007) e Souza Jr *et al.* (2016) sugerem que a fonte da matéria orgânica seriam algas vermelhas. Enquanto Hidalgo (2007) e Brelaz (2012) trabalhando com microfósseis sugerem que a fonte estaria ligada aos acritarcos e leiosferídeos.

Como mostrado por trabalhos prévios, o Mar Guia era supersaturado em carbonato de cálcio, indicado pela presença de leques de cristais de aragonita, restritos a base da Formação Guia (Brelaz 2012, Soares 2012). Juntamente com o aumento do nível do mar ocorreu a alta produtividade carbonática ao longo da sucessão, influenciada principalmente pelas boas condições físico-químicas da água e pela alta taxa de subsidência. Por outro lado, a alta produtividade de calcita gerou espessas camadas “gelatinosas” de carbonato, ocasionando instabilidade do substrato em uma leve

inclinação da plataforma ($<1^\circ$) promovendo, por vezes, o deslizamento destes pacotes. O resultado destes deslizamentos são camadas de brechas com pouca continuidade lateral (fácies Bc). A geometria trabular dos clastos indica fluxo de material viscoso.

A presença de grãos siliciclásticos, como quartzo, micas e até feldspatos em fácies *offshore* da plataforma tem sido observada na Formação Guia, região do Cráton Amazônico (Soares 2012) e na porção mais a leste da Bacia, região de Paranatinga (Alencar, 2017). A utilização da microscopia de CL, permitiu distinguir grãos detríticos de grãos autigênicos. O resultado da análise de CL indica que os grãos de quartzo são principalmente detríticos, mostrando luminescência na cor azul e marrom (Figura 11). A cor azul indica proveniência ígnea ou de metamorfismo de alto grau, enquanto a cor marrom indica uma fonte de baixo grau metamórfico (Zinkernagel 1978, Götze *et al.* 2001, Boggs Jr *et al.* 2002).

Outro resultado obtido através da CL diz respeito a matriz carbonática. Os cristais de calcita apresentam uma única tonalidade da cor vermelha, mostrando que não houve uma forte variação dos elementos Fe e Mn nos fluidos intersticiais. Esta luminescência incomum para a calcita também foi obtida por Soares (2012) nas rochas da Formação Guia expostas sobre o Cráton Amazônico. A luminescência vermelha é característica de cristais de dolomita. Este padrão exótico dos calcários da Formação Guia ao longo de toda sucessão pode estar relacionado tanto a altas concentrações de Fe (> 1000 ppm) na composição destes minerais (Hiatt & Pufahl 2014) como também pela presença de matéria orgânica durante a diagênese (Machel 1985). O Fe por ser considerado um dissipador, quando presente tende a deixar os minerais mais escuros (Hiatt & Pufahl 2014). Isso não foi notado de forma geral, apenas pontualmente. Portanto, sugerimos que a anômala luminescência vermelha apresentada pela matriz calcítica, possa estar mais associada com a presença da matéria orgânica.

5.1 DISCUSSÃO DOS DADOS DE COT

Os dados obtidos de COT revelaram valores muito baixos, como mostrado na Tabela 1 e Figura 11C. Na região de Cáceres os valores de COT variam entre 0,06% e 0,23%. Enquanto que as amostras da região de Nobres apresentam valores entre 0,05% e 0,27%. Estes valores descaracterizam a Formação Guia como uma geradora viável economicamente. É possível que a Formação Guia possa ter tido uma maior concentração de matéria orgânica, já que grande parte dela está na forma de betume, considerado um

hidrocarboneto degradado. Os processos de migração, diagênese e até volatização podem ter prejudicado a concentração do conteúdo orgânico.

Os resultados apresentados na Tabela 1 são semelhantes aos dados de COT obtidos nas regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, na porção sul do Cráton Amazônico, que indicam 0,09% a 0,24% (Sansjofre *et al.* 2014). O mesmo autor apresenta dados de COT da Formação Guia, variando entre 0,48% na base e 0,38% no topo. Souza Junior (2017), também no sul do Cráton, expõe dados de COT variando entre 0,03% a 1,47%, destacados na Figura 10C.

Os resultados obtidos aqui, também são compatíveis com outros sistemas petrolíferos neoproterozoicos, dos quais destacamos exemplos na América do Norte, Europa e Ásia. Estes depósitos, quando bem preservados, apresentam os melhores tipos de matéria orgânica, que são de origem microbiana (querogênio tipo-I, II).

Uma comparação global (Figura 10A) com os depósitos proterozoicos pós-glaciação Marinoana mostra que os valores de COT são relativamente baixos, tendendo a serem menores de 1%, com poucas exceções, como mostrado abaixo.

A figura 10A representa de forma simples os valores de COT de sucessões pós-glaciação Marinoana. Na Escócia, a Formação Easdale Slate apresenta valores entre 0,22% e 0,33% de COT (Bata & Parnell 2014). Os folhelhos negros da Formação Old Fort Point, situados na porção oeste do Canadá, apresentam valores menores que 1% (Kendall *et al.* 2004). Na Formação Platonovka, que pertence ao sistema petrolífero Vendian na Sibéria, também apresenta valores baixos, variando de 0,1% a 0,44% (Frolov *et al.* 2015). Na China, depósitos de capa carbonática na porção sul e sudoeste, referentes a Formação Doushantuo, apresentam valores entre 0,22% e 2,43%, com média de 0,36% de COT na porção sudoeste (Ader *et al.* 2009) e na porção sudeste os valores são de 0,08% e podem chegar a 9,37%, com média de 1,63% de COT (Wang *et al.* 2008). Os carbonatos e folhelhos da Formação Sirban, noroeste himalayano na Índia, apresentam valores entre 0,02 e 1,36% (Hakhoo *et al.* 2016). Enquanto que valores consideravelmente altos são verificados em Oman, na Formação Masirah Bay (Supergrupo Huqf), como 0,4%, 1,7%, 3%, 8,4% e 9% (Grosjean *et al.* 2009). Estes dados de Oman e China, aparentemente, são os únicos que chegam a 9%, mas a Formação Masirah Bay contém média de COT maior.

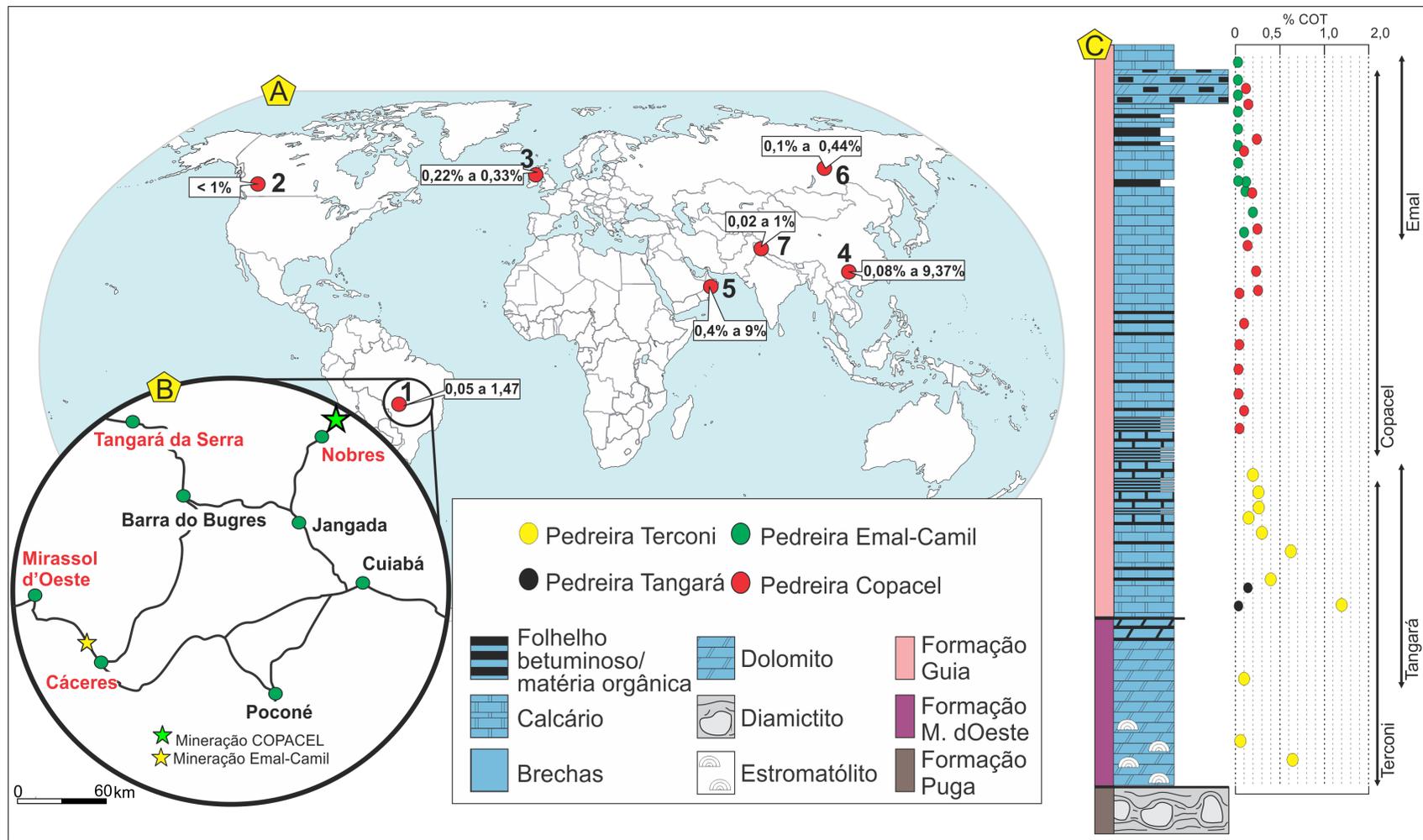


Figura 11: Dados de COT e comparação com outros depósitos neoproterozoicos. a) dados médios de COT dos principais depósitos de capa carbonática marinoana. b) localização das pedreiras Emal-Camil (estrela amarela) e Copacel (estrela verde) referentes a este trabalho, e os municípios de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, onde foram coletadas as amostras do trabalho de Souza Junior c) valores de COT (%) da Formação Guia, tanto na porção central da bacia (dados deste trabalho) como do sul do Cráton Amazônico, evidenciando os valores baixos. 1 – Brasil; 2- Canadá; 3- Escócia; 4- China; 5- Oman; 6- Sibéria; E 7- Índia. Referências no texto.

5.2 MAR EPICONTINENTAL GUIA

Por décadas, a região da Faixa Paraguai Norte, no sudeste do Cráton Amazônico, era interpretada como uma zona de colisão gerando bacias tipo *foreland* durante o Neoproterozoico (Almeida 1964, 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001, Alvarenga *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2007, Thover *et al.* 2010, Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014, 2017, McGee *et al.* 2014, 2015, Rudnitzki *et al.* 2016). Esta tectônica convergente estaria ligada as fases finais do evento Brasileiro/Pan-Africano, entretanto a idade e a contextualização tectônica ainda são discutíveis (Cordani *et al.* 2013, Thover *et al.* 2014).

Estudos estratigráficos recentes auxiliados com dados estruturais revelaram que a deformação, na sucessão carbonática-siliciclástica, previamente interpretada como transpressiva e transtensional não condiz com depósitos de zonas colisionais, uma vez que faltam evidências de vulcanismo, rochas metamórficas de moderado a alto grau ou de alta pressão, bem como zonas de cavalgamento (Cordani *et al.* 2013, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). Os efeitos da colisão estariam registrados somente nas rochas metamórficas do Grupo Cuiabá, por outro lado os depósitos carbonáticos e siliciclásticos plataformais - sem evidências de metamorfismo e de idade Ediacarano-cambriana - são agora relacionados a uma Bacia Intracratônica, invertida durante o paleozoico concomitante a instalação das bacias paleozoicas do Gondwana Oeste (Nogueira *et al.* 2018). Este contexto de Bacia Intracratônica tem sido aventado em várias porções do Gondwana Oeste, pois algumas regiões apresentavam movimentos distensivos, promovendo o que os autores chamam de *sag down-warping*, representadas no Brasil pelas Bacias do Amazonas, Parnaíba, Paraná e Parecis (Torvisk & Cocks 2013, Santosh *et al.* 2014, Santos 2016, Oriolo *et al.* 2017, Santos *et al.* 2017, Paula Santos *et al.* 2017). Mares epicontinentais tem sido registrado no Gondwana Oeste desde o Neoproterozoico, por exemplo o Grupo Bambuí. Paula Santos *et al.* (2017) admitem que o Grupo Bambuí, no Cráton do São Francisco, representaria um mar epicontinental, baseada principalmente no registro fóssil de *Cloudina* sp. descrito por Warren *et al.* (2014). A presença deste metazoário dentro do continente indicaria uma conexão com o oceano aberto, sugerindo uma ligação entre os mares epicontinentais. Na porção sudeste do Cráton Amazônico, Santos *et al.* (2017) sugerem, baseados em registros de icnofósseis (*Skolithos*), a existência de mares epicontinentais interconectados, pelo menos, até o Cambriano

Inferior, ocupando as margens dos blocos continentais Amazônia, Rio de La Plata e Paraná.

O registro da Formação Guia, mostrado neste trabalho, indica que a plataforma carbonática calcítica se estabeleceu em condições de mar moderadamente raso (no Ediacarano) compondo o preenchimento de uma Bacia Intracratônica (Figura 12), corroborando com os dados mais recentes para a região (Santos 2016, Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018). Este contexto paleogeográfico teria iniciado no Ediacarano e perdurado, pelo menos, até o Cambriano Inferior (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018). Os dados obtidos neste trabalho, e de biomarcadores de trabalhos prévios, que suportam este contexto paleogeográfico-geotectônico são: i- presença anômala de grãos siliciclásticos em fácies de zona *offshore*, significando margem continental próxima; ii – mar com alta produtividade de carbonato de cálcio; iii - biomarcadores comprovando ambiente marinho e; iv – ausência de fácies de talude, condizente com uma ampla plataforma.

i – Grãos siliciclásticos: A presença anômala de terrígenos em fácies de *offshore* remete a um ambiente parcialmente circundado por massas continentais que promoveriam influxos contínuos de sedimentos (Figura 13). Estes influxos, inicialmente, não afetaram a precipitação carbonática de forma relevante. A presença expressiva de material terrígeno tem várias interpretações, onde a principal está relacionada ao influxo advindo de períodos glaciais, ou seja, o aumento do volume de material transportado, e com a redução da lâmina d'água dos mares, o material poderia alcançar as porções mais profundas da bacia (Damuth 1975). Entretanto, a deposição da Formação Guia não foi afetada pelos processos pós-glaciais do Neoproterozoico, estando dezenas de metros acima do registro da glaciação Marinoana (Nogueira *et al.* 2007). Portanto, a origem do material siliciclástico é mais condizente com a proximidade das margens da bacia num contexto epicontinental fornecendo o conteúdo de terrígeno, principalmente de rochas ígneas e metamórficas, como mostrado pelos dados de catodoluminescência.

ii – Mar com alta produtividade de carbonato de cálcio: A presença cristais finos em carbonatos pré-cambrianos representa a precipitação em um ambiente deposicional relativamente calmo, permitindo a decantação de siliciclásticos finos e matéria orgânica. A intensa precipitação de calcita no Ediacarano é ligada a mares supersaturados em carbonato de cálcio, principalmente após os eventos de glaciação global (Grotzinger &

James 2000, Hoffman & Shrag 2002, Nogueira *et al.* 2007). Mas para que haja essa (intensa) precipitação o ambiente precisa ser relativamente raso, do contrário o ambiente fica subsaturado em CaCO_2 , inibindo a precipitação micrítica. Nos carbonatos da Formação Guia, na porção intermediária a superior, a ocorrência de calcários finos que se estendem por mais de 500 km ao sul do Cráton Amazônico sem a intercalação expressiva de folhelho indica que a deposição ocorreu dentro da zona de compensação de carbonato (*carbonate compensation depth – CCD*). A atividade biológica, induzida pela proliferação de acritarcos e leiosferídeos, contribuiu para a precipitação química dos carbonatos. Abaixo do limite CCD, a dissolução é total, não ocorrendo a precipitação do carbonato, predominando assim a decantação de grãos siliciclásticos finos pelágicos (Pälike *et al.* 2012). Portanto, a alta produtividade de carbonato é condizente com mares epicontinentais.

iii – Biomarcadores: A relação feita entre homo-hopanos auxiliam no reconhecimento de ambientes deposicionais. Ambientes marinho-carbonáticos apresentam alta razão $\text{C}_{35}/\text{C}_{34}$ Hopanos $> 0,8$ e $\text{C}_{29}/\text{C}_{30}$ Hopanos $> 0,6$ (Peters *et al.* 2005). Os valores obtidos por Souza Junior (2017), para região do Cráton Amazônico, ($\text{C}_{35}/\text{C}_{34}$ Hopanos $> 0,94$ e $\text{C}_{29}/\text{C}_{30}$ Hopanos $> 0,61$) confirmam a deposição em ambiente marinho carbonático. Outra consideração importante é feita através da razão Pr/Ph (< 1) que indica condições anóxicas. Segundo Peters *et al.* (2005), esses resultados obtidos, através de biomarcadores, podem estar relacionados a mares epicontinentais. O registro de gamacerano principalmente na base da Formação Guia (na capa calcária) corrobora com a alta salinidade compatível com os mares supersaturados pós-glaciação.

IV – Ausência de fácies de talude: A sucessão de quase 400 m de espessura da Formação Guia, investigada em excelentes exposições na região de Cáceres e Nobres, expõe fácies de ambiente marinho profundo (Mc, Wt e Bc). Por exemplo a fácies Bc descrita aqui e por trabalhos prévios (Soares 2012, Brelaz 2012, Sansjofre *et al.* 2014) está sempre associada a depósitos de *slump*. Sendo interpretada como uma fácies gerada por deslizamento em rampa devido à alta produtividade de carbonato. Ainda não foram descritos depósitos de leques submarinos na bacia, o que é condizente com as extensas plataformas epicontinentais do Gondwana Oeste.

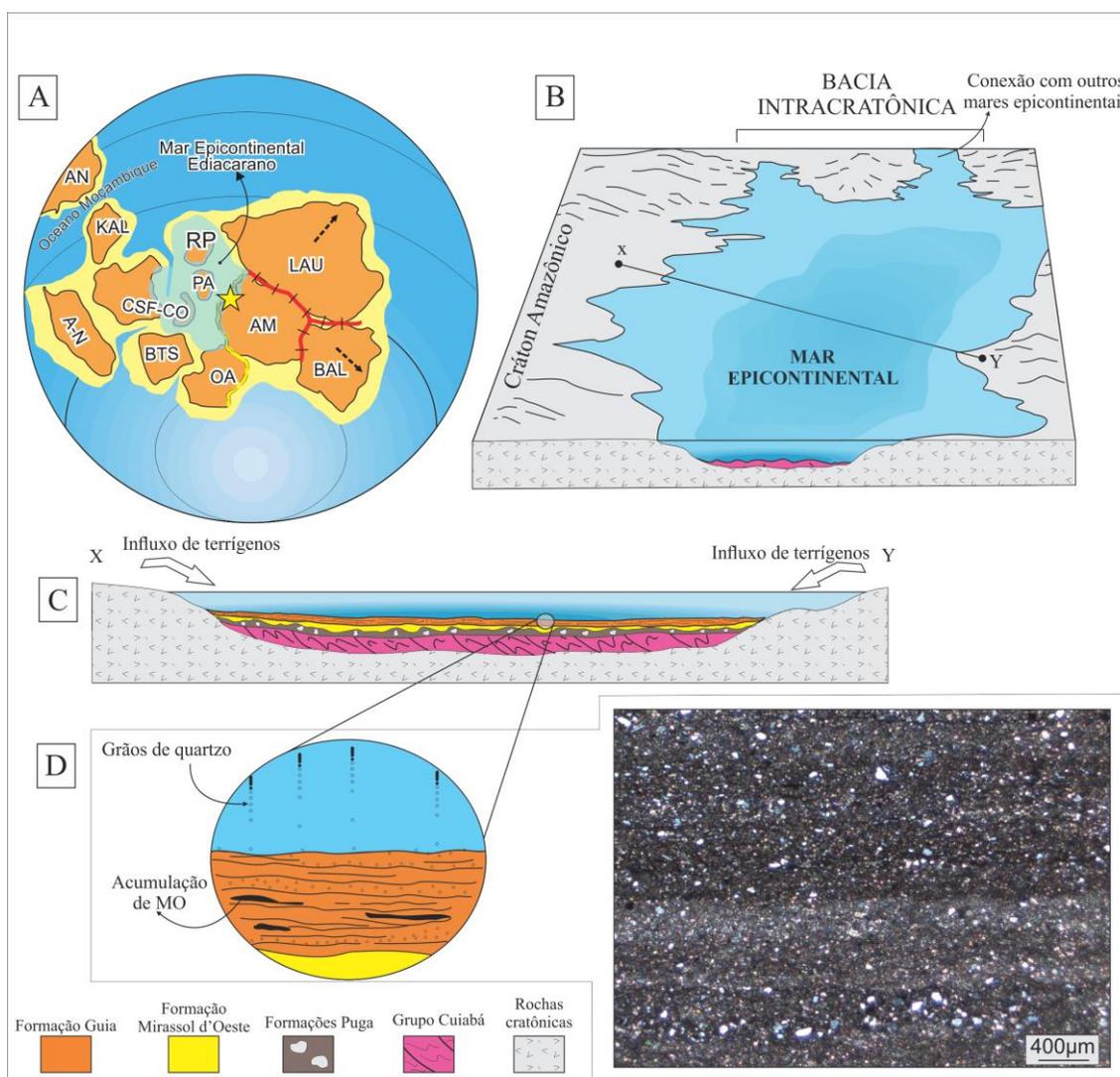


Figura 12: Reconstrução esquemática do mar epicontinental Guia. A) Paleogeografia do Gondwana Ocidental, destacando a Bacia Intracratônica (estrela) B) Contextualização paleoambiental pós-glaciação Marinoana. Implantação de mares epicontinentais em regiões rebaixadas e/ou inundadas pelo degelo sob condições de *greenhouse* C) Seção do mar Guia mostrando a sequência sedimentar sobre a rochas dobradas do Grupo Cuiabá, diamictitos e dolomitos das formações Puga e Mirassol d'Oeste, respectivamente. Sobre estes depósitos ocorreu a precipitação dos calcários da Formação Guia. Este depósito carbonático recebeu esporadicamente influxo de sedimentos siliclásticos (D), como quartzo e muscovita, de tamanho silte a areia fina D) Ilustração da decantação dos grãos de quartzo na porção mais distal da plataforma. Fotomicrografia evidenciando níveis ricos em grãos quartzo.

5.3 EVOLUÇÃO DO SISTEMA PETROLÍFERO

Desde o primeiro registro de hidrocarboneto nas rochas do Grupo Araras (Nogueira *et al.* 2001) pouco se discutiu a respeito da evolução do Sistema Petrolífero Araras (SPA, Figura 13). Por outro lado, diversos trabalhos têm dado ênfase a questões estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geoquímicas das rochas que compõem este sistema (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Elie *et al.* 2007, Nogueira & Soares 2008, Brelaz 2012, Souza Jr. *et al.* 2016, Nogueira *et al.* 2018).

Neste sentido, a Formação Guia tem sido colocada como a rocha geradora do SPA. O topo da capa dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste) e a Formação Guia compõem as rochas reservatório - o acúmulo de hidrocarboneto nestas rochas carbonáticas se deve a trapas (ou armadilhas) estruturais e estratigráficas, que serão discutidas a seguir. Os dolomitos da Formação Serra do Quilombo constituem a rocha selante.

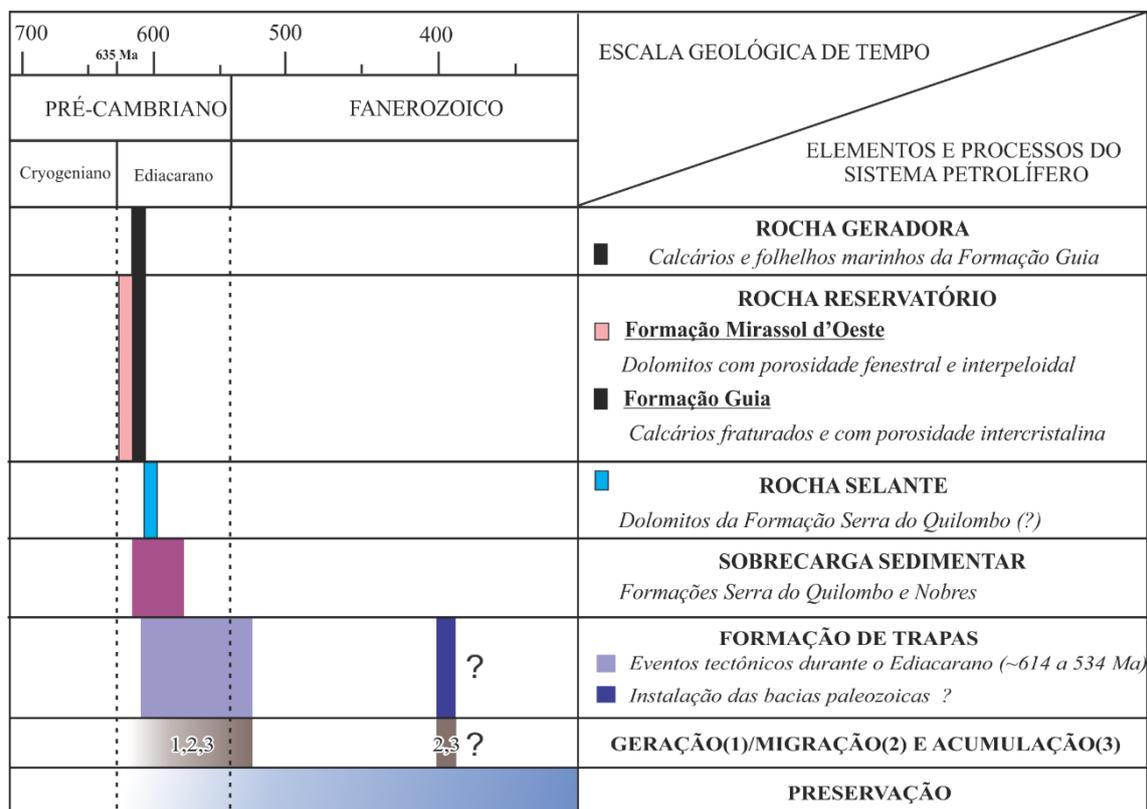


Figura 13: Carta de eventos do Sistema Petrolífero Araras. A migração dos fluidos ocorreu em dois eventos distintos, sendo um ligado a *uplifts* no Ediacarano e o outro relacionado a abertura das bacias paleozoicas do Parecís e Paraná.

5.3.1 Origem e deposição da matéria orgânica

A origem da matéria orgânica do SPA foi discutida por Elie *et al.* (2007), Hidalgo (2007), Brelaz (2012) e Souza Jr. *et al.* (2016) para os depósitos expostos sobre Cráton Amazônico, regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, no estado do Mato Grosso. Dados das porções central e leste da bacia ainda são inexistentes.

Na base da Formação Mirassol d'Oeste, entende-se que o principal produtor primário logo após a glaciação foram as cianobactérias (procariontes), em virtude da abundância de estromatólitos na capa dolomítica (Elie *et al.* 2007, Romero *et al.* 2011, 2015). Compostos como monometilalcanos (MMA's) de cadeia curta (C₁₅₋₂₀) reiteram o

predomínio de cianobactérias na colonização deste ambiente raso, repleto de esteiras microbianas (Souza Junior 2017).

Enquanto que os hidrocarbonetos alojados nas formações Guia e Mirassol d'Oeste (topo) sugerem predomínio de seres eucariontes, como as algas vermelhas, evidenciadas por esteranos C_{27} (Elie *et al.* 2007, Souza Jr. *et al.* 2016). Por outro lado, Hidalgo (2007) e Brelaz (2012) a partir de estudos com microfósseis sugerem que os acritarcos seriam os principais produtores primários do SPA.

Grantham & Wakefield (1988) realizaram estudos com óleos e betumes proterozoicos e paleozoicos e observaram a predominância de esteranos C_{29} , cuja origem é geralmente ligada a algas vermelhas (para os depósitos pré-cambrianos). Em raros depósitos predominam os esteranos C_{27} , como é o caso dos betumes da Formação Guia e de alguns óleos do Paleozoico Superior da América do Norte e dos óleos proterozoicos de Omã (óleos "Q").

5.3.2 Formação das trapas

O Sistema Petrolífero Araras possui tanto trapas estruturais como estratigráficas. As trapas estruturais são sindeposicionais e se formaram principalmente na região do Cráton Amazônico, na transição entre as formações Guia e Mirassol d'Oeste, são representadas por domos e deformações gerados por falhas sinsedimentares induzidas, provavelmente, por sismos (Soares *et al.* 2013). Depósitos de *slump*, descritos principalmente no topo da Formação Guia, não atuaram como armadilha, pois são pouco contínuos lateralmente. Enquanto que a trapa estratigráfica é representada pelas brechas dolomíticas e pelos evaporitos da Formação Serra do Quilombo, que atuaram como selante de amplitude regional.

5.3.3 Eventos de migração e acúmulo do hidrocarboneto

O processo de maturação da matéria orgânica ocorreu devido à pressão litostática exercida pelos depósitos das formações Serra do Quilombo e Nobres durante o soterramento (Figura 17). Os baixos valores de COT obtidos neste trabalho e por Souza Junior (2017) tem prejudicado a interpretação da análise de pirólise, tornando-as inconclusivas. Por outro lado, dados de biomarcadores (Souza Jr *et al.* 2016, Souza Junior 2017) indicam que os hidrocarbonetos da Formação Guia são termicamente pouco

evoluídos. Uma vez que o hidrocarboneto foi gerado, é necessário que haja algum gatilho para que ocorra a migração dos fluidos e posterior acumulação dos mesmos. Sugerimos que tenha havido migração em dois momentos distintos:

1- Durante o soerguimento do pacote sedimentar da porção sul do Cráton Amazônico (Figura 17D, Nogueira *et al.* 2018), representada até então pelos diamictitos da Formação Puga e carbonatos do Grupo Araras. Este evento epirogenético atuou como o primeiro e mais importante gatilho para migração dos hidrocarbonetos. Como a rocha selante está logo acima da rocha geradora, o hidrocarboneto migrou lateralmente, dispersando-se tanto pela Formação Guia como no topo da Formação Mirassol d'Oeste. De tal forma que se acumulou principalmente em porosidades primárias, como poros intercrystalinos e fenestrais (Figura 14).

Eventualmente esse HC pode ter chegado a superfície ou em regiões mais rasas da crosta, onde mesmo em subsuperfície, pode ter sido parcialmente degradado, em processo de evaporação ou oxidação (Milner *et al.* 1977). Essa degradação tem sido levantada por estudos com microfósseis e com biomarcadores. Brelaz (2012), com base em dados de palinofácies, destaca que a ocorrência de acritarcos na cor marrom é um indicativo de degradação do conteúdo orgânico. Os dados de biomarcadores, por sua vez, indicam que houve biodegradação, porém não foi severa, permitindo uma análise aprofundada de *n*-alcanos (Elie *et al.* 2007, Souza Junior 2017).

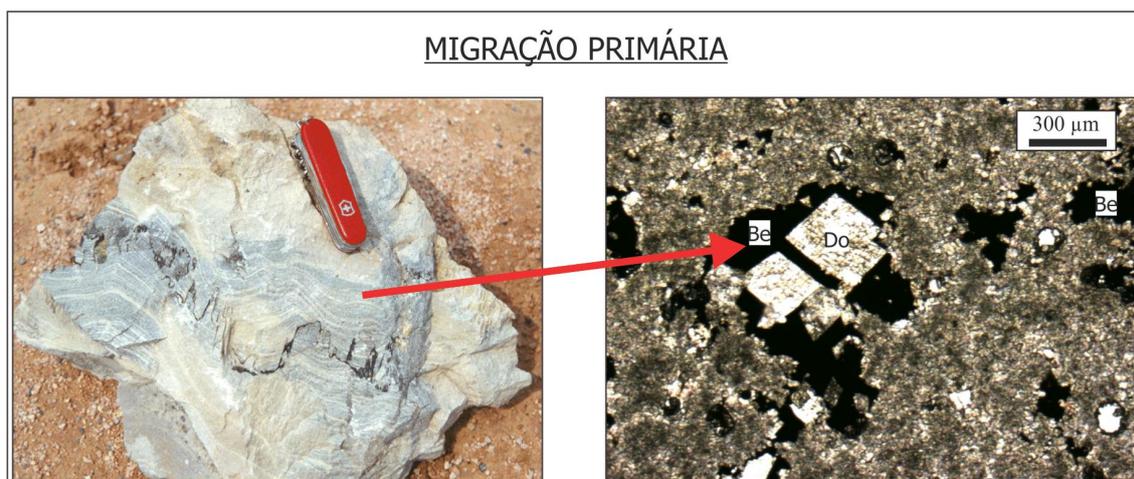


Figura 14: Evidência de migração primária. Preenchimento de porosidades fenestrais em nível estromatolítico do topo da Formação Mirassol d'Oeste, próximo ao contato com a Formação Guia. Be = betume; Do = Dolomita. Fonte: Imagens cedidas por Afonso Nogueira.

Após este evento tectônico, que expôs a plataforma carbonática, por aproximadamente 80 Ma, houve a deposição da sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, cuja idade é estimada no Cambriano Inferior (< 548 Ma) balizada pela presença de *skolithos* na base da Formação Guia (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018, Santos 2018).

2- O segundo evento de migração (Figura 16F) teve como gatilho, provavelmente, a abertura das bacias pós-cambrianas do Parecis e Paraná. Entendemos que se houve migração esta foi mais incipiente, pois todos os elementos do sistema petrolífero já estavam formados. A acumulação ocorreu, principalmente, em falhas, fraturas, estilólitos e poros secundários (Figura 15). Wu *et al.* (2000) relata que na Bacia de Jianghan, na China, houve acúmulo similar de HC. O autor destaca que este tipo de migração, geralmente, limitada a rocha-fonte é associada ao betume indígena. A distribuição regional desse hidrocarboneto, assim como, a forma como está acumulado o qualifica como um depósito não-convencional.

Esta sucessão de eventos tectônicos descritos acima não gerou temperatura suficiente para que houvesse metamorfismo nos depósitos da Bacia Intracratônica. Porém, pode ter contribuído para degradação parcial da matéria orgânica. Esta problemática relacionada é geralmente atribuída a depósitos petrolíferos antigos por serem submetidos a sucessivos eventos tectônicos, influenciando diretamente na preservação do hidrocarboneto. De tal forma que este, entre outros fatores, como a biodegradação e até mesmo deposição incipiente de matéria orgânica, pode ser um dos motivos dos baixos valores de COT.

Descartamos aqui uma possível migração do HC para a sucessão siliciclástica da bacia e também para as bacias paleozoicas do Parecis e Paraná, como foi sugerido por Brelaz (2012). Esta hipótese é descartada pois esses prováveis reservatórios ainda não haviam sido depositados quando ocorreu o principal evento de migração, por volta 610 Ma (Nogueira *et al.* 2018).

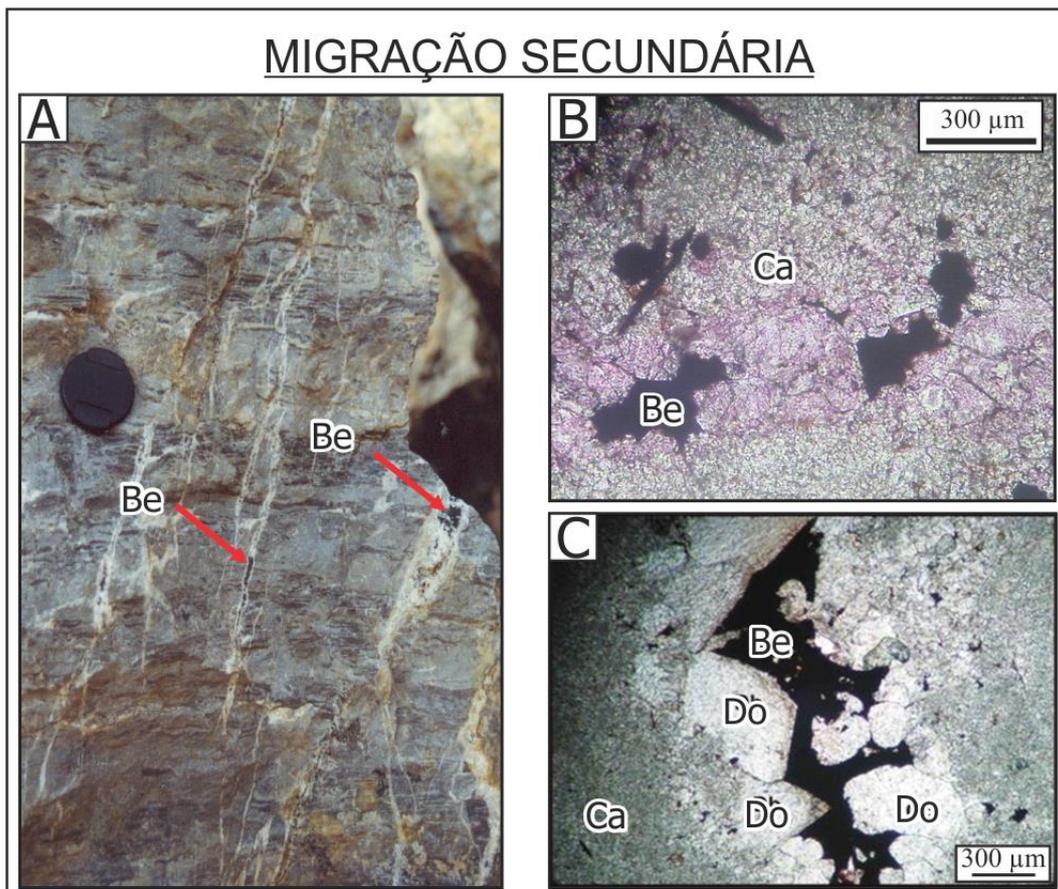
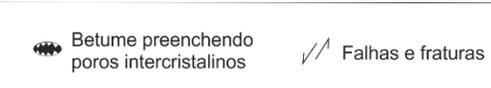
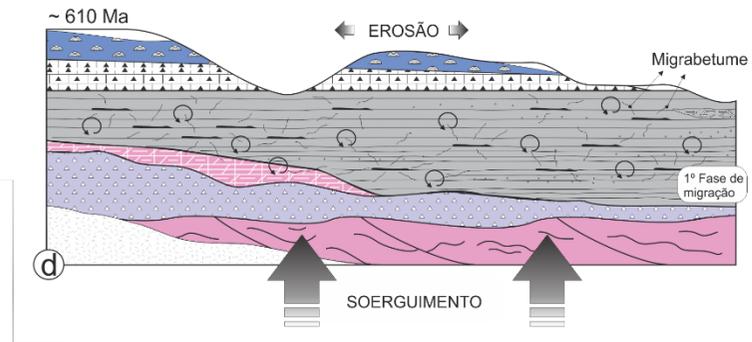
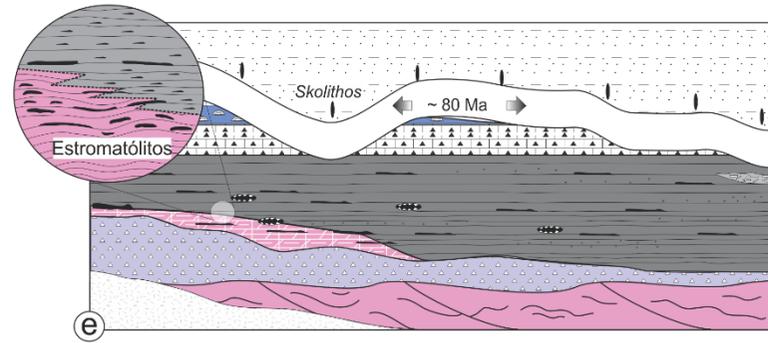
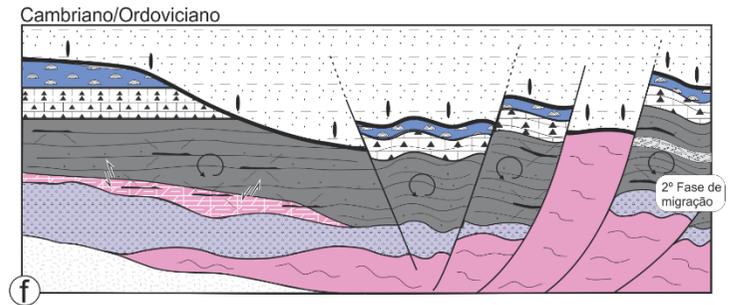
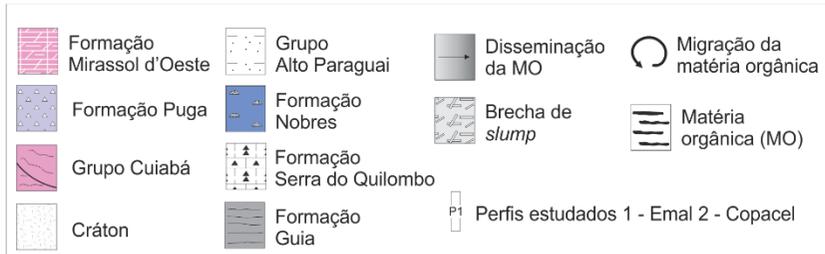
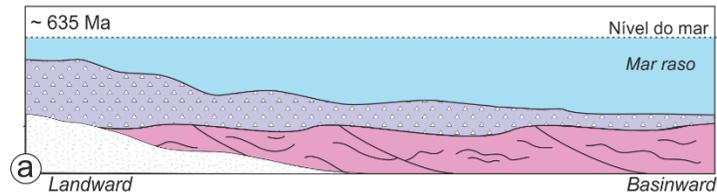
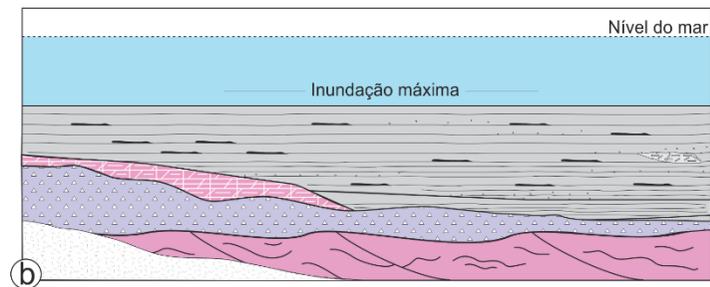
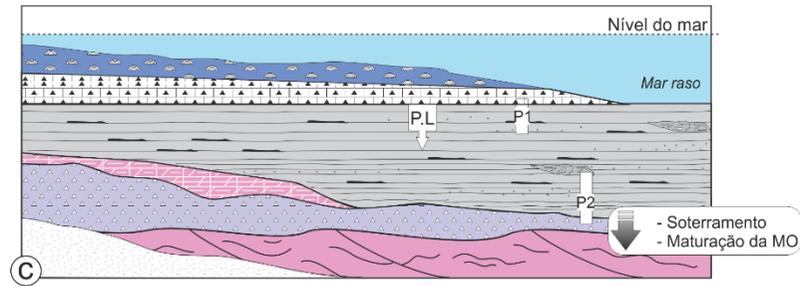


Figura 15: Evidências de migração secundária. A) Fraturas preenchidas por betume (setas vermelhas); B); (B) e (C) porosidades secundárias preenchidas por betume. Be = betume; Ca = calcita; Do = dolomita. Fonte: Imagens cedidas por Afonso Nogueira.

Figura 16: Modelo esquemático dos eventos que influenciaram na evolução do Sistema Petrolífero Araras. **A)** Extensos mares epíricos instalados nas margens cratônicas no núcleo do Gondwana Oeste sobre os depósitos do embasamento foram perturbados durante o Criogeniano Superior (640-635 Ma) pelo último evento de glaciação global (Marinoano) ligado a hipótese de *Snowball Earth* com a deposição de diamictos e siliciclásticos da Formação Puga. Após o estabelecimento das condições de *greenhouse*, extensas plataformas carbonáticas foram estabelecidas sobre os mares epíricos num contexto muito similar as bacias intracratônicas de margem passiva **B)** Capas carbonáticas dolomíticas de mar raso depositadas em 627 Ma (Formação Mirassol d'Oeste) foram sucedidas em 622 Ma por depósitos micríticos transgressivos ricos em matéria orgânica (base da Formação Guia). Este mar era supersaturado em CaCO_3 com precipitação de cristais de aragonita que foi paulatinamente sucedido por condições normais de precipitação de micrito. Estes espessos pacotes de calcário fino foram preservados pela eficiente subsidência da bacia **C)** A sobrecarga (pressão litostática) exercida pelos pacotes sobrepostos das formações Serra do Quilombo e Nobres deu início ao processo de maturação da matéria orgânica **D)** Sugerimos que o primeiro evento de migração da matéria orgânica tenha ocorrido durante o *uplift* termal do pacote sedimentar da bacia. Este evento tectônico expôs a plataforma Araras por aproximadamente 80 Ma. Neste período ocorreu erosão do pacote carbonático. Esta migração propiciou o acúmulo de hidrocarboneto em porosidade primárias tanto da Formação Guia, como no topo da Formação Mirassol d'Oeste **E)** Após este período de exposição da plataforma, teve início a subsidência térmica. Este último evento propiciou a continuação do preenchimento da Bacia Intracratônica, num sistema de plataforma epicontinental siliciclástica cambro-ordoviciano, representado pelas formações Raizama e Sepotuba, que compõe o Grupo Alto Paraguai. A idade deste grupo tem sido balizada pela presença de *skolithos* na base da Formação Raizama **F)** A reativação de estruturas do embasamento serviu de gatilho para o segundo evento de migração dos hidrocarbonetos. No entanto, esta migração foi mais insipiente, onde os HC ficaram acumulados principalmente em fraturas e porosidade secundária. Esta sucessão de eventos tectônicos não gerou temperatura suficiente para que houvesse metamorfismo. Porém, podem ter contribuído para degradação parcial da matéria orgânica.



CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES FINAIS

Neste trabalho foram analisadas as rochas da Formação Guia expostas pela frente de lavra das pedreiras Copacel e Emal-Camil, nas regiões de Nobres e Cáceres, respectivamente, Estado do Mato Grosso. Foram identificadas quatro fácies/microfácies: mudstone calcífero (Mc); wackestone com terrígenos (Wt); mudstone com intraclasto (Mi); e brecha calcária (Bc). Estas fácies/microfácies foram agrupadas na associação de fácies – *offshore*. As duas regiões estudadas apresentam características faciológicas, estratigráficas e geoquímicas muito semelhantes.

A análise de catodoluminescência permitiu a identificação de grãos siliciclásticos e diagenéticos. A luminescência dos grãos detríticos mostrou proveniência de rochas ígneas e de alto grau metamórfico (quartzo com luminescência azul) e metamorfismo regional (quartzo com luminescência marrom).

Os dados estratigráficos, petrográficos e de catodoluminescência apresentados neste trabalho, corroboram com o contexto sugerido por vários autores para a transição Ediacarano-Cambriano do Gondwana Oeste. Isto posto, a sucessão carbonática da Formação Guia representa um ambiente marinho epicontinental cuja deposição ocorreu abaixo do nível de base de ondas de tempestade e sob condições redutoras.

Os baixos valores de COT obtidos na porção central da Bacia, sempre menores que 0,3%, são semelhantes aos dados obtidos por outros trabalhos na Formação Guia exposta no sul do Cráton Amazônico. Estes resultados também são compatíveis com outros depósitos neoproterozoicos, que são geralmente menores que 1%.

O Sistema Petrolífero Araras, considerado como não-convencional, apesar de inviável economicamente, representa um importante registro da vida Pré-Cambriana. Neste sistema a Formação Guia é considerada como rocha geradora; as rochas reservatório são representadas pelas formações Guia e Mirassol d'Oeste; e os dolomitos da Formação Serra do Quilombo constitui a rocha selante. Sugerimos que houve, pelo menos, dois eventos de migração do hidrocarboneto. O primeiro ocorreu durante o soerguimento térmico do pacote sedimentar carbonático da Bacia Intracratônica, por volta de 610 Ma, que possibilitou o acúmulo de HC em porosidades primárias das formações Mirassol d'Oeste e Guia. E o segundo, teve como gatilho a abertura das bacias paleozoicas, resultando num acúmulo principalmente em porosidades secundárias e fraturas.

REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S.; Guilford C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow. 140p.
- Adams A. E. e Mackenzie W. S. *Cathodoluminescence*. 1998. In: A colour Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. 1a. ed. London: Manson Publishing. p. 168-176.
- Ader M., Macouin M., Trindade R. I. F., Hadrien M., Yang Z., Sun, Z., Besse J. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**(1), 213-227.
- Algeo T. J. & Maynard J. B. 2008. Trace-metal covariation as a guide to water-mass conditions in ancient anoxic marine environments. *Geosphere*, **4**(5), 872-887.
- Allen P. A. & Hoffman P. F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433** (7022), 123-127p.
- Alencar Q. S. 2017. *Fácies, petrografia, geocronologia Pb-Pb e geoquímica isotópica de Sr, C e O da Formação Guia, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, região de Paranatinga-MT*. DS de Mestrado em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará. 60 p.
- Almeida F. F. M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **215**, 1-54.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, **7**, Atas, p. 363-391.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. e Hasui Y. (coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher Ltda., São Paulo, p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S., Figueiredo M.F., Babinski M., Pinho F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **23**: 236-241
- Arzani, N. 2006. Primary versus diagenetic bedding in the limestone-marl/shale alternations of the epeiric seas, an example from the Lower Lias (early Jurassic) of SW Britain. *Carbonates and Evaporites*, **21**(1), 94.
- Babinski M., Trindade R.I.F, Alvarenga R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: Snowball Earth, Monte Verito, Tricino (Switzerland). 19-20.
- Balbinot M. 2012. *Caracterização geoquímica de rochas geradoras do intervalo Cretáceo-Terciário da Bacia de Santos, Brasil*. DS de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 152p.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira C.R.A. Collins A., 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.

- Bata, T. & Parnell, J. 2014. A Neoproterozoic petroleum system in the Dalradian supergroup, Scottish Caledonides. *Journal of the Geological Society*, **171**(2), 145-148.
- Bhat G. M., Craig J., Hafiz, M., Hakhoo N., Thurow J. W., Thusu B., Cozzi A. 2012. Geology and hydrocarbon potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins. *In: Asia: an introduction*. Geological Society, London, Special Publications, 366, SP366-15.
- Boggs Jr S., Kwon Y. I., Goles G. G., Rusk B. G., Krinsley D., Seyedolali A. 2002. *Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination*. *Journal of Sedimentary Research*, **72**(3), 408-415.
- Brelaz L. C. 2012. *Paleoambiente das calcárias e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozoico, Sudoeste do Estado do Mato Grosso*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Pará. 64 p.
- Choquette P. W., e Pray, L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, **54**(2), 207-250.
- Cordani U. G., D'Agrella-Filho M. S., Brito-Neves B. D., Trindade R. I. F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**(5), 350-359.
- Cordani U. G., Pimentel M. M., De Araújo C. E. G., Basei M. A. S., Fuck R. A., Girardi V. A. V. 2013a. Was there an Ediacaran Clymene ocean in central South America?. *American Journal of Science*, **313**(6), 517-539.
- Cordani U. G., Pimentel M. M., de Araújo C. E. G., Fuck R. A. 2013b. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of west Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(3), 583-597.
- Corsetti F.A., Grotzinger J.P. 2005. Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic post-glacial cap carbonates: example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios* **20** (4), 348-362.
- Corsetti F. A., Olcott A. N., Bakermans C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**(2), 114-130.
- Craig J., Thurow J., Thusu B., Whitham A., Abutarruma Y. 2009. Global Neoproterozoic petroleum systems: the emerging potential in North Africa. *Geological Society*, London, Special Publications, **326**(1), 1-25.
- Craig U. Biffi R.F. Galimberti K.A.R. Ghori J.D. Gorter N. Hakhoo D.P. Le Heron, J. Thurow, M. Vecoli. 2013. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **40**, 1-47.
- D'Agrella-Filho M. S., Cordani U. G. 2017. The Paleomagnetic Record of the São Francisco-Congo Craton. *In São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 305-320). Springer, Cham.
- Damuth J. E. 1975. Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuations in western Equatorial Atlantic sediments. *In: Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. **22**, No. 11, pp. 725-743). Elsevier.

- Druetta P., Tesi P., De Persis C., Picchioni F. 2016. Methods in Oil Recovery Processes and Reservoir Simulation. *Advances in Chemical Engineering and Science*, **6**(04), 39.
- Elie M.; Nogueira A. C. R.; Nédélec A.; Trindade R. I. F.; Kenig F. 2007. A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, v. **19**, p. 303-308.
- 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*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. 198p.
- Flügel E. 2004. *Microfacies analysis of carbonate rocks*. Analysis, interpretation and application. Springer, Berlin. 996 p.
- Frolov S. V., Akhmanov G. G., Bakay E. A., Lubnina N. V., Korobova N. I., Karnyushina E. E., Kozlova E. V. 2015. Meso-Neoproterozoic petroleum systems of the Eastern Siberian sedimentary basins. *Precambrian Research*, **259**, 95-113.
- Gernon T. M., Hincks T. K., Tyrrell T., Rohling E. J., Palmer, M. R. 2016. Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup. *Nature Geoscience*, **9**(3), 242-248.
- González M. B. 2012. *Análise das rochas geradoras das formações Constançia e Cifuentes (Jurássico Superior) através dos parâmetros petrográficos e de geoquímica orgânica*. Bacia da Margem Continental Cubana. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Götze J., Plötze, M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz—a review. *Mineralogy and petrology*, **71**(3-4), 225-250.
- Ghori K. A. R., Craig J., Thusu B., Lüning S., Geiger M. 2009. Global Infracambrian petroleum systems: a review. *Geological Society*, London, Special Publications, **326**(1), 109-136.
- Graham L. E., Wilcox L. W. 2000. *Algae*. Upper Saddle River. NJ: Prentice Hall, **25**, 29p.
- Grosjean E., Love G. D., Stalvies C., Fike D. A., Summons R. E. 2009. Origin of petroleum in the Neoproterozoic–Cambrian South Oman salt basin. *Organic Geochemistry*, **40**(1), 87-110.
- Hakhoo N., Thusu B., Bhat, G. M., Craig J., Thurow J., Hafiz M. 2016. Rhenium (Re)–Osmium (Os) geochronology of the Proterozoic Sirban Limestone Formation, NW Himalaya. *Journal of the Geological Society of India*, **88**(3), 267-272.
- Halverson G. P., Hoffman P. F., Schrag D. P., Maloof A. C., Rice A. H. N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(9-10), 1181-1207.
- Harries P. J. (2009). Epeiric seas: a continental extension of shelf biotas. *Earth system: history and natural variability*, **4**, 138-155.

- Hiatt E. E. & Pufahl P.K. 2014. Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: application to understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution: in Coulson, I. (ed.) *Cathodoluminescence and its application to geoscience*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Volume **45**, p. 75-96
- Hidalgo R. L. 2007. *Vida após as glaciações globais neoproterozoicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátons do São Francisco e Amazônico*. TS de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. p. 195.
- Hoffman P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia tirm Gondwanaland inside out? *Science*, **252**:1405-1412.
- Hoffman P.F., Kaufman A. J., Halverson G. P., Schrag D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth Sci.* **281**:1342–1346.
- Hoffman P. F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hyphothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**:129-155.
- Hoffman P. F. & Li, Z. X. 2009. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **277**(3), 158-172.
- Hunt J. M., Philp R. P., Kvenvolden K. A. 2002. Early developments in petroleum geochemistry. *Organic Geochemistry*, **33**(9), 1025-1052.
- Hyde W. T., Crowley T. J., Baum S. K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic —snowball Earthl simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature* **405**:425–429.
- Irwin M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *AAPG Bulletin*, **49**(4), 445-459.
- Kasemann S. A., Hawkesworth C. J., Prave A. R., Fallick A. E., Pearson P. N. 2005. Boron and calcium isotope composition in Neoproterozoic carbonate rocks from Namibia: evidence for extreme environmental change. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**(1), 73-86.
- Kendall B. S., Creaser R. A., Ross G. M., e Selby D. 2004. Constraints on the timing of Marinoan “Snowball Earth” glaciation by 187 Re–187 Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial black shale in Western Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**(3), 729-740.
- Kirschvink J. L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. *In: The Proterozoic biosphere : a multidisciplinary study*. Cambridge University Press , New York, p. 51-52.
- Knoll A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, v. **100**, p. 3–20.
- Lamb M. P., Fischer W. W., Raub T. D., Perron J. T., Myrow P. M. 2012. Origin of giant wave ripples in snowball Earth cap carbonate. *Geology*, **40**(9), 827-830.
- Lokier S. W. & Al Junaibi, M. 2016. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? *Sedimentology*, **63**(7), 1843-1885.

- Machel H. G. 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, **12**(4).
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G'day Gondwana e the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Res.* 21, 316e322.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Jourdan F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, **62**: 130-154.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Payne J. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **127**: 76-86.
- 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*.
- Milani E. J., Brandão J. A. S. L., Zalán P. V., Gamboa L. A. P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, **18**(3), 351-396.
- Milhomem J.M. 2012. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Serra do Quilombo, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Regiões de Cáceres e Nobres (MT)*. DS de Mestrado. PPGG-UFPA. 88p.
- Milner C. W. D., Rogers M. A., Evans C. R. 1977. Petroleum transformations in reservoirs. *Journal of Geochemical Exploration*, **7**, 101-153.
- Nogueira A. C. R.; Riccomini C.; Kerkis A.; Fairchild T. R.; Hidalgo R. L. 2001. Hydrocarbons in carbonate rocks of the Neoproterozoic Alto Paraguai basin, Mato Grosso, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v. **73**, p. 464-464.
- Nogueira A. C. R., 2003. *A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozoico*. TS de doutorado. Universidade de São Paulo. 173 p.
- Nogueira A. C. R.; Riccomini C.; Sial A. N.; Moura C. A. V.; Fairchild T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, v. **31**, p. 613-616.
- Nogueira A.C.R. e Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozoico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. **36**:623-639.
- 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.S., Domingos F.H.G., Bandeira J., Santos I. M., Pinheiro R.V., Soares J.L., Lafon J.M., Santos H.P., Afonso J., Rudnitzki, I.D. 2018. The Cryogenian–Ediacaran boundary in the Southern Amazon Craton. *AGU Books* (submetido).

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.

Pälike H., Lyle M. W., Nishi H., Raffi I., Ridgwell A., Gamage, K., (...) Baldauf J. 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, **488**(7413), 609.

Paula-Santos G. M., Caetano-Filho S., Babinski M., Trindade R. I. F., Guacaneme C. 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 42 p.

Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. 2000. Cathodoluminescence in geosciences: an introduction. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, Heidelberg. p. 1-21.

Peters K. E., Walters C. C., Moldowan J. M. 2005. The biomarker guide. *Cambridge University Press*, v.1. 451 p.

Romero G.R., Fairchild T.R., Petri S., Nogueira A.C.R. 2011. Enigmáticas estruturas tubulares associadas à microbialitos da Formação Mirassol d'Oeste (Grupo Araras, Neoproterozóico). In: Carvalho, I.S., Narendra, S.K. (Eds.), *Paleontologia: Cenários da Vida*, Interciência, p. 27e37.

Romero G.R. 2015. *Geobiologia de microbialitos do Ediacarano da Faixa Paraguai e Sul do Craton Amazônico (MS e MT): Implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas*. Tese Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 223 pp.

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**:1-19.

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.

Rudnitzki, I. D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. **65**, 6778.

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.

- Santos I. M. 2016. *Revisão estratigráfica e tectônica dos Grupos Cuiabá e Araras no contexto da Faixa Paraguai (MT)*. DS de Mestrado em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará, 128 p
- Santos H. P., da Silva Júnior J. B. C., Nogueira A. C. R., Júnior, F. R. A. 2014. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **14**(4), 19-38.
- 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.
- Santos P. H. 2018. *O Cambriano no sudoeste do Cráton Amazônico: paleoambiente, proveniência e implicações evolutivas para o Gondwana Oeste*. TS de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Pará, 142p
- Santosh M., Maruyama S., Sawaki Y., Meert J. G. 2014. The Cambrian Explosion: Plume-driven birth of the second ecosystem on Earth. *Gondwana Research*, **25**(3), 945-965.
- Schrag D. P., Berner R. A., Hoffman P. F., Halverson G. P. 2002. On the initiation of a snowball Earth. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **31**
- Sibley, D. F., Gregg, J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, **57**(6).
- Silva Jr. J. B. C. 2011. *Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso*. TS de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Pará, 109p.
- Simoneit B. R. 2004. Biomarkers (molecular fossils) as geochemical indicators of life. *Advances in Space Research*, **33**(8), 1255-1261.
- Soares J. L., Nogueira A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangara da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozoica no sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoci.*, **38**(4):715-729.
- Soares J. L. 2012. *Paleoambiente e isótopos de C e O da capa carbonática de Tangará da Serra (MT), margem sul do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Pará, 178p.
- Soares J. L.; Nogueira A. C. R.; Domingos F.; Riccomini C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **48**, 58-72
- Sousa Jr G. R.; Nogueira A. C. R.; Santos N.; Eugênio V.; Moura C. A. V.; Araújo B. Q.; Reis F. A. M. 2016. Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **72**, p. 7-24.

- Souza Júnior G. R. 2017. *Caracterização geoquímica de Betumes das Capas Carbonáticas do Cráton Amazônico, Brasil*. Tese de doutorado, Instituto de Química, Universidade Estadual de Campinas, 157p.
- Tohver E., D'Agrella-Filho M. S., Trindade R. I. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**(3-4), 193-222.
- Tohver E., Trindade R. I. F. Solum J. G., Hall, C. M., Riccomini C., Nogueira A. C. R. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270.
- Torsvik T. H. & Cocks, L. R. M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**(3-4), 999-1030.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(6): 587-597.
- Grantham P. J., & Wakefield L. L. 1988. Variations in the sterane carbon number distributions of marine source rock derived crude oils through geological time. *Organic Geochemistry*, **12**(1), 61-73.
- Walker R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models response to sea-level change*, 1-14.
- Wang J., Jiang G., Xiao S., Li Q., Wei Q. 2008. Carbon isotope evidence for widespread methane seeps in the ca. 635 Ma, Doushantuo cap carbonate in south China. *Geology*, **36**(5), 347-350.
- 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**, 391394.
- 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.
- Wu Z., Peng P., Fu J., Sheng G., Liu D. 2000. Bitumen associated with petroleum formation, evolution and alteration—review and case studies in China. *Developments in petroleum science*. Elsevier, v. 40, p. 401-443.
- Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *In: Contributions to Sedimentary Geology, Volume 8*. 69 p.